



HAL
open science

Transport de particules en suspension dans l'aquifère craieux karstique et à l'interface craie/alluvions

Nicolas Massei

► **To cite this version:**

Nicolas Massei. Transport de particules en suspension dans l'aquifère craieux karstique et à l'interface craie/alluvions. Interfaces continentales, environnement. Université de Rouen, 2001. Français. NNT : 2001ROUES044 . tel-00734643

HAL Id: tel-00734643

<https://theses.hal.science/tel-00734643>

Submitted on 24 Sep 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Rouen - U.F.R. des Sciences et Techniques

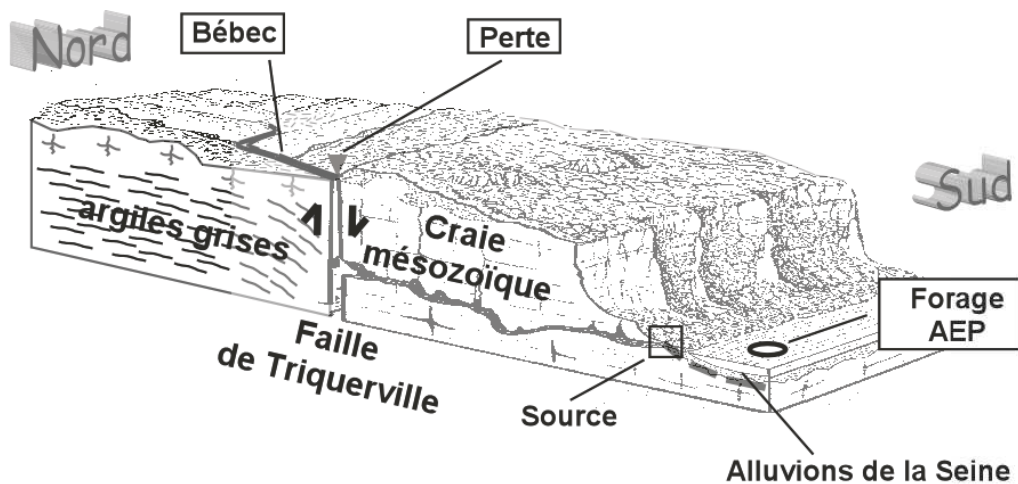
THESE

pour l'obtention du grade de Docteur ès Sciences

par **Nicolas Massei**

Discipline : HYDROGEOLOGIE

TRANSPORT DE PARTICULES EN SUSPENSION DANS L'AQUIFERE CRAYEUX KARSTIQUE ET A L'INTERFACE CRAIE/ALLUVIONS



Soutenue le 20 décembre 2001 devant le jury composé de :

M.	J.P. DUPONT	Président
M.	M. LACROIX	Directeur de thèse
M.	M. BAKALOWICZ	Rapporteur
M.	M. RAZACK	Rapporteur
M.	J. RODET	Rapporteur
M.	H.Q. WANG	Examineur

TABLE DES MATIERES

<u>INTRODUCTION</u>	1
----------------------------------	----------

<u>PARTIE 1. GEOLOGIE ET EAUX SOUTERRAINES EN HAUTE-NORMANDIE : GENERALITES SUR LE PAYS DE CAUX ET PRESENTATION DU SITE D'ETUDE</u>	5
--	----------

<u>I GEOLOGIE</u>	6
--------------------------------	----------

1 LITHOLOGIE ET STRATIGRAPHIE	6
1.1 FORMATIONS SUPERFICIELLES	6
1.2 LA CRAIE.....	7
1.3 LES ALLUVIONS DE LA SEINE	8
2 TECTONIQUE	9

<u>II HYDROGEOLOGIE</u>	9
--------------------------------------	----------

1 NAPPE DE LA CRAIE	10
1.1 LA DOUBLE-POROSITE DE LA CRAIE.....	10
1.2 LE DRAINAGE KARSTIQUE	11
2 LES ALLUVIONS DE LA SEINE	15
2.1 ALLUVIONS SUPERIEURES ET CAILLOUTIS WEICHSELIEN.....	15
2.2 LES ALLUVIONS ET LA NAPPE DE LA CRAIE	15
2.3 RELATIONS AVEC LA SEINE.....	16
3 LES PROBLEMES LIES A LA TURBIDITE DES EAUX KARSTIQUES	17
3.1 DEFINITION ET ORIGINE DE LA TURBIDITE	17
3.2 APPROCHE MICROBIOLOGIQUE	19

<u>III LE SYSTEME KARSTIQUE DE BEBEC-HANNETOT</u>	19
--	-----------

1 INTRODUCTION	19
1.1 GENERALITES	19
1.2 PROBLEME DE L'AEP DE LA REGION DE SAINT-MAURICE-D'ETELAN	21
2 GEOLOGIE, GEOMORPHOLOGIE, HYDROGEOLOGIE	22
3 TECHNIQUES ANALYTIQUES	29
3.1 EQUIPEMENT DES SITES	29

3.2 ANALYSES EN LABORATOIRE	32
-----------------------------------	----

PARTIE 2. HYDROLOGIE DE SURFACE : LE BASSIN VERSANT SUPERFICIEL DU BEBEC.. 34

INTRODUCTION 35

I DONNEES GEOMORPHOLOGIQUES 36

1 CADRE GENERAL..... 36

2 PARAMETRES MORPHOMETRIQUES..... 36

2.1 BASSIN VERSANT GLOBAL..... 39

2.2 SOUS-BASSINS 40

II APPROCHE DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DU BEBEC 40

1 PRECIPITATIONS ET RUISSELLEMENT 40

1.1 PRECIPITATIONS 40

1.2 DEBITS..... 41

2 CARACTERISATION DU COMPORTEMENT HYDROLOGIQUE DU BASSIN PAR MODELE GLOBAL 44

2.1 THEORIE DES SYSTEMES HYDROLOGIQUES LINEAIRES 44

2.2 PRINCIPE..... 45

2.3 APPLICATION A LA CRUE DU 23 NOVEMBRE 2000..... 46

3 UTILISATION D'UN AUTOMATE CELLULAIRE POUR LA MODELISATION DU RUISSELLEMENT 49

4 APPLICATION AU BASSIN VERSANT DU BEBEC 50

4.1 PREVISION DU RUISSELLEMENT 50

4.2 HYDROGRAMME UNITAIRE..... 53

4.3 CONTRIBUTION DES SOUS-BASSINS 54

III PROPRIETES DE TRANSPORT DU BASSIN VERSANT DU BEBEC 56

1 RELATION DEBIT-TURBIDITE: ACQUISITION DE LA CHARGE PARTICULAIRE 56

1.1 TEMPETE DU 24 DECEMBRE 2000..... 57

1.2 CRUES DU MOIS D'AVRIL 2000 60

1.3 CRUE DU 23 NOVEMBRE 2000 69

2	IMPLICATIONS POUR LES MECANISMES DE TRANSPORT SUR LE BASSIN VERSANT.....	70
2.1	MECANISMES OBSERVES	70
2.2	BILAN D'EROSION.....	72
2.3	ENGOUFFREMENT DES EAUX TURBIDES A LA PERTE : RELATION AVEC L'AQUIFERE KARSTIQUE CRAYEUX	74
IV	<u>CONCLUSION</u>	78
	<u>PARTIE 3. TRANSFERTS DANS L'AQUIFERE CRAYEUX KARSTIFIE.....</u>	79
	<u>INTRODUCTION</u>	80
I	<u>IDENTIFICATION DES RELATIONS ENTREE/SORTIE PAR TRACAGES.....</u>	81
1	MODE OPERATOIRE ET CONDITIONS DE REALISATION	81
2	RESULTATS.....	82
2.1	ESSAIS DE TRACAGES « PARTICULAIRES »	82
2.2	TRACAGES PAR COLORATIONS	82
3	INTERPRETATIONS.....	85
3.1	RESTITUTION A LA SOURCE.....	85
3.2	RESTITUTION AU FORAGE.....	88
3.3	IMPLICATIONS POUR LA CARACTERISATION DU SYSTEME	89
II	<u>ANALYSE DES ENREGISTREMENTS EN CONTINU DES PARAMETRES PHYSICO- CHIMIQUES</u>	89
1	DONNEES HYDROLOGIQUES GENERALES SUR L'ANNEE 2000	89
2	METHODOLOGIE.....	91
2.1	PRINCIPE DE L'ANALYSE	91
2.2	LIMITATIONS	93
3	DESCRIPTION D'EPISODES PARTICULIERS	93
3.1	TEMPETE DU 24 DECEMBRE 1999.....	93
3.2	EPISODES D'AVRIL 2000.....	97
3.3	EPISODES DE NOVEMBRE 2000.....	104

III	<u>DES MATERIAUX INTRODUICTS AUX MATERIAUX RESTITUES</u>	108
1	EVOLUTION TEXTURALE	108
1.1	DECEMBRE 1999.....	108
1.2	AVRIL 2000	110
1.3	NOVEMBRE 2000.....	111
2	LES MATERIAUX PARTICULAIRES EN TANT QUE TRACEURS	114
2.1	DECEMBRE 1999.....	114
2.2	AVRIL 2000	116
2.3	NOVEMBRE 2000.....	118
3	GEOCHIMIE DU MATERIEL PARTICULAIRE	119
IV	<u>APPORTS DES DONNEES HYDROGEOCHIMIQUES</u>	120
1	FACIES HYDROCHIMIQUES	120
1.1	DECEMBRE 1999.....	121
1.2	AVRIL 2000	122
1.3	NOVEMBRE 2000.....	122
2	TAUX DE MELANGE ET CONTRIBUTION DES DIFFERENTS RESERVOIRS	123
2.1	DECEMBRE 1999.....	124
2.2	AVRIL 2000	124
2.3	NOVEMBRE 2000.....	124
3	CONCLUSIONS	128
3.1	DECEMBRE 1999.....	128
3.2	NOVEMBRE 2000.....	128
V	<u>SYNTHESE.....</u>	129
1	PROPRIETES DE TRANSPORT DU SYSTEME PERTE / FORAGE.....	129
2	ARGUMENTS MICROGRANULOMETRIQUES	129
3	BILAN MASSIQUE ANNUEL	130
4	CAS PARTICULIERS DES ESPECES CA ET HCO ₃	134
5	PERTINENCE DE LA CONDUCTIVITE COMME MARQUEUR DES EAUX DE SURFACE	137
6	DYNAMIQUE DU SYSTEME	137
6.1	OBSERVATIONS PONCTUELLES.....	138
6.2	COMPARAISON DISSOUS/PARTICULAIRE	138

<u>VI</u>	<u>CONCLUSION</u>	140
	<u>PARTIE 4. TRANSFERTS DE PARTICULES EN MILIEU POREUX HOMOGENE SATURE EN EAU</u>	141
	<u>INTRODUCTION</u>	142
<u>I</u>	<u>ETAT DES CONNAISSANCES</u>	143
<u>II</u>	<u>METHODOLOGIE ET MATERIEL UTILISE</u>	144
1	CARACTERISTIQUES DU MILIEU	144
2	CARACTERISTIQUES DE LA SUSPENSION INJECTEE	145
3	MODE OPERATOIRE	146
<u>III</u>	<u>ETUDE DE LA CINETIQUE DE DEPOT DE PARTICULES DANS UN MILIEU POREUX</u>	148
1	MODELE MATHEMATIQUE	148
2	RESULTATS EXPERIMENTAUX	152
2.1	INFLUENCE DE LA VITESSE D'ECOULEMENT	152
2.2	ROLE DE LA POROSITE CINEMATIQUE	156
2.3	CONCLUSION	156
<u>IV</u>	<u>COMPARAISON DES PARAMETRES DE TRANSPORT ENTRE PHASE DISSOUTE (FLUORESCEÏNE) ET PHASE SOLIDE EN SUSPENSION (PARTICULES)</u>	157
1	CONSIDERATIONS GENERALES	157
2	CINETIQUE DE TRANSFERT	161
2.1	EVOLUTION DU COEFFICIENT CINETIQUE DE DEPOT K_{DEP}	161
2.2	FACTEUR DE RETARD	162
3	EVOLUTION DE LA TAILLE DES PARTICULES PENDANT LA RESTITUTION ET EFFET D'EXCLUSION DE TAILLE	164

<u>V</u>	<u>CONCLUSIONS.....</u>	<u>166</u>
	<u>PARTIE 5. SYNTHESE ET DISCUSSION.....</u>	<u>168</u>
<u>I</u>	<u>INTRODUCTION.....</u>	<u>169</u>
<u>II</u>	<u>DYNAMIQUE DE TRANSFERT SUR LE BASSIN VERSANT DU BEBEC.....</u>	<u>170</u>
1	FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE.....	170
2	INTRODUCTION DANS L'AQUIFERE CRAYEUX KARSTIFIE.....	171
<u>III</u>	<u>FONCTIONNEMENT DU SYSTEME PERTE/SOURCE.....</u>	<u>172</u>
1	PHASE DISSOUTE ET PHASE PARTICULAIRE.....	172
2	PROCESSUS DE KARSTIFICATION.....	173
3	HYDRODYNAMIQUE.....	174
<u>IV</u>	<u>FONCTIONNEMENT DU SYSTEME PERTE/FORAGE.....</u>	<u>175</u>
1	EVIDENCE DE LA CONNEXION PERTE/FORAGE.....	175
1.1	PHASE DISSOUTE.....	175
1.2	TURBIDITE.....	175
2	APPORTS DES EXPERIENCES EN COLONNES.....	175
<u>V</u>	<u>CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....</u>	<u>176</u>
<u>VI</u>	<u>SCHEMA DE SYNTHESE.....</u>	<u>179</u>
	<u>CONCLUSION.....</u>	<u>181</u>
	<u>BIBLIOGRAPHIE.....</u>	<u>184</u>

LISTE DES FIGURES..... 190

LISTE DES TABLEAUX 197

INTRODUCTION

*L*es problèmes d'alimentation en eau potable en Haute-Normandie sont essentiellement liés à la turbidité des eaux exploitées. L'essentiel de la ressource en eau provient de la nappe de la Craie, qui représente une réserve considérable de par la nature même de l'aquifère : une importante porosité, dépassant parfois 30%, fait de la Craie un aquifère très capacitif. Par ailleurs, la fracturation, dont la densité peut être forte, permet de compter sur des captages très productifs. Néanmoins, la nature karstique de cet aquifère, un fait acquis depuis seulement une vingtaine d'années, et sa connexion bien établie localement par l'intermédiaire des bétoires (pertes) constitue une problématique complexe, tant sur le plan scientifique que social (aménagement des bassins versants hydrographiques, rejets domestiques, cultures et élevage, crises sanitaires...). Il n'est pas rare, en effet, de voir la distribution d'eau coupée pendant plusieurs jours dans le Pays de Caux suite à des périodes de fortes précipitations.

*L*a turbidité est le plus souvent essentiellement liée à l'engouffrement des eaux de surface transportant les produits de l'érosion des bassins dans l'aquifère via les bétoires. La circulation karstique est ensuite atteinte, et la rapidité de l'écoulement empêche l'aquifère de jouer son rôle épurateur, par filtration ou par décantation des particules responsables de la turbidité. Le risque sanitaire n'est bien évidemment pas lié à la seule ingestion des particules érodées à la surface des bassins versants, qui sont pour l'essentiel des grains de quartz de petite taille (de l'ordre de 20 μm) ou des débris phytoplanctoniques ou végétaux terrestres. Par contre, de nombreuses études ont montré que ces particules, véhiculées en suspension dans les eaux superficielles puis dans les eaux souterraines, se comportent comme des vecteurs de la contamination. Des entités aussi diverses que les polluants d'origine organique, les pesticides et autres engrais, les micro-organismes d'origine diverse (bactéries fécales humaines ou animales) se trouvent en effet très souvent à l'état adsorbé à la surface des particules. Dans le cas des micro-organismes, le problème est même accentué, puisque l'état fixé engendre des modifications physiologiques des bactéries, qui développent rapidement des caractères de fixation spécifiques, pouvant aller jusqu'à des développements de biofilms. Dans tous les cas, la résistance de ces bactéries à tous les stress auxquelles elles peuvent être soumises est accrue de manière considérable, les bactéries organisées en biofilms étant même

résistantes à la chloration des eaux en vue de leur distribution. Ces aspects microbiologiques sont donc primordiaux, et sont largement étudiés et développés dans le cadre de collaborations entre le Laboratoire de Géologie et les équipes de microbiologie de l'Université de Rouen.

Néanmoins, il importe bien entendu de comprendre et d'étudier les modalités de transport des vecteurs de cette contamination, en parallèle des analyses qualitatives nécessaires à la définition du risque. C'est de cet aspect plus physique que traite ce mémoire de thèse, axé d'une manière générale sur les transferts de particules dans les milieux hydrogéologiques. Sur un site pilote particulièrement bien contraint, nous nous proposons d'étudier en détail le transport des particules supra-micrométriques (i.e., de taille supérieure à 1 μm), caractéristiques de l'érosion de surface, depuis leur mise en suspension sur le bassin versant jusqu'à un exutoire karstique constitué par une source en pied de plateau, et à un exutoire artificiel, un forage en plaine alluviale de Seine. Ce site, situé dans le pays de Caux, à une quinzaine de kilomètres du pont de Tancarville, est composé d'un petit bassin versant rural dont les eaux de ruissellement s'engouffrent dans l'aquifère. La turbidité observée à la source suite à l'engouffrement d'eaux turbides sur le plateau, est toujours très élevée. Anciennement utilisée pour l'AEP, cette source a été délaissée au profit d'un forage en plaine alluviale qui ne présente que peu de turbidité, mais qui dépasse toutefois lors de certains épisodes pluvieux la norme européenne de turbidité des eaux de 0.5 NTU.

Nous nous attacherons à décrire les divers processus qui expliquent les observations effectuées aux deux exutoires, de manière à i) comprendre le fonctionnement du système dans son ensemble du point de vue géologique, ii) approfondir la connaissance des divers mécanismes entrant en jeu afin d'améliorer la gestion du risque sanitaire iii) d'apporter les données de bases nécessaires à la conception de modèles prévisionnels, comme alternative aux modèles stochastiques de type « pluie-turbidité » dont les performances restent très limitées. Le mémoire s'organise ainsi en cinq parties, à savoir une présentation générale du contexte de l'étude, une étude du système superficiel (bassin versant hydrographique), une analyse des résultats acquis à la sortie du système

souterrain, une approche expérimentale du transport des particules et le calage d'un modèle déterministe de transport avec dépôt, et enfin d'une discussion des résultats obtenus afin de réintégrer les diverses observations dans un cadre géologique et géomorphologique global.

**PARTIE 1. GEOLOGIE ET EAUX SOUTERRAINES EN
HAUTE-NORMANDIE : GENERALITES SUR LE PAYS DE
CAUX ET PRESENTATION DU SITE D'ETUDE**

I Géologie

Du point de vue morphologique, la Haute-Normandie est constituée par une table de Craie recouverte d'argiles à silex correspondant au manteau d'altération de la Craie. Cette formation, aussi appelée altérite à silex, est elle-même recouverte par des limons quaternaires. Au Nord de la Seine, le Pays de Caux a une altitude maximale de 243 m. Il est relevé vers le Nord-Est, dominant la fosse du Pays de Bray. Au Nord-Ouest, il est bordé par d'imposantes falaises littorales entaillées de valleuses. D'une manière générale, le modelé de plateaux est lié au sous-sol sédimentaire et à son évolution récente.

Le climat normand est typiquement océanique. Les températures moyennes sont de l'ordre de 10 à 12 °C et les précipitations moyennes annuelles varient entre 600 et 1100 mm.

1 Lithologie et stratigraphie

Trois grands ensembles lithologiques peuvent être individualisés dans le Pays de Caux, et plus particulièrement dans l'axe de la vallée de la Seine : ce sont les formations superficielles, la Craie, et les alluvions de la Seine. La Figure I. 1 propose une représentation schématique de la disposition de ces trois ensembles.

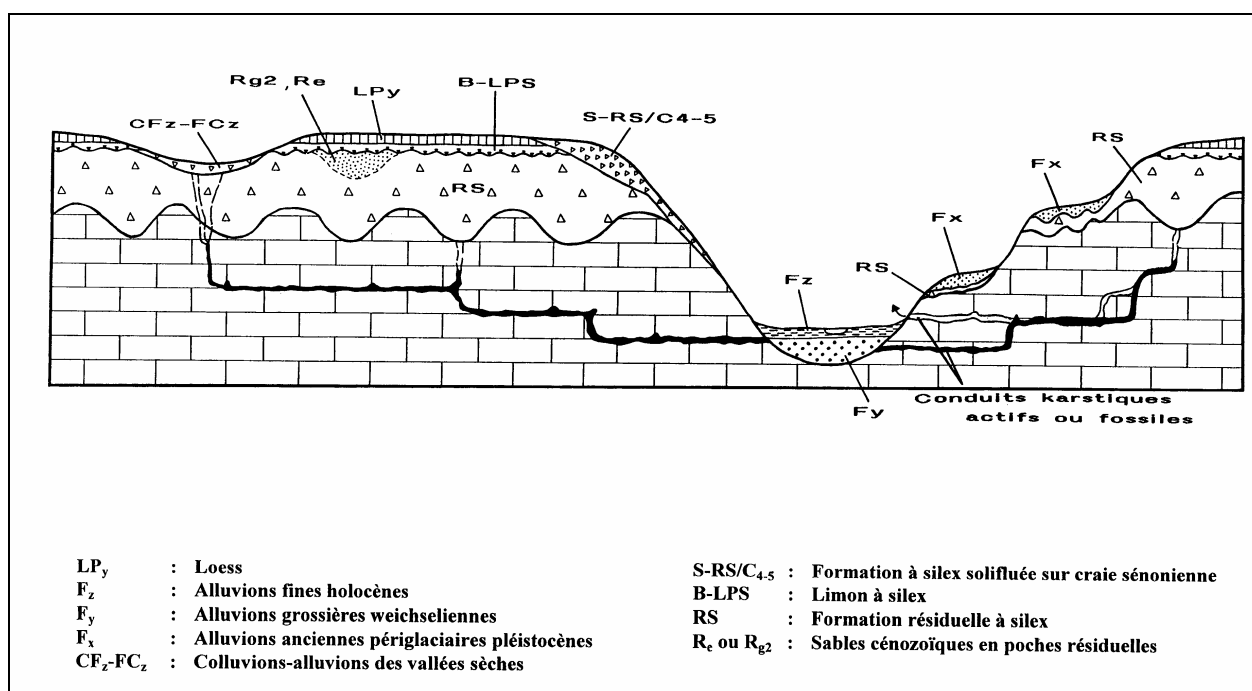


Figure I. 1 – Les trois grands ensembles lithologiques caractéristiques de la Haute-Normandie, d'après Laignel (1997).

1.1 Formations superficielles

Elles sont caractérisées par la formation résiduelle à silex ou résidu à silex (RS) : cette formation très spécifique est bien développée sur les plateaux crayeux, et constitue une couche de recouvrement de la

Craie très peu perméable. Elle correspond au manteau d'altération de la Craie, qui pénètrent localement le substrat crayeux pour donner des indentations caractéristiques (formes en doigts de gant). Ce caractère a une importance capitale du point de vue hydrologique et hydrogéologique. Il est aujourd'hui admis que la genèse des RS est liée à l'action des eaux de pluie à fort pouvoir dissolvant sur la Craie. Ces eaux, chargées en acide carbonique et oxygène atmosphérique dissolvent la Craie dont les constituants solubles sont entraînés dans les eaux de percolation. Les insolubles restent sur place en formant des dépôts résiduels. Sur cette altérite reposent des loess d'âge quaternaire.

Sur l'ensemble de la région, Laignel (1997) propose la coupe schématique suivante, de haut en bas :

- limons des plateaux, de 0 à 5 mètres, voire plus suivant la zone considérée. Ces loess quaternaires ne font pas partie des résidus à silex, mais les recouvrent ;
- RS limoneux à limono-argileux, de 0.5 à 2 mètres. Souvent pauvre en silex, ce faciès, aussi appelé « bief à silex », correspond en fait au passage entre les limons et le RS sous-jacent ;
- RS argileux à argilo-limoneux : c'est le faciès dominant, il s'agit du RS proprement dit ;
- liseré argileux brun foncé, noir ou gris-vert à silex. Il se trouve au contact de la Craie et son épaisseur est en général de l'ordre de 0.5 mètre, mais peut parfois atteindre 2 mètres.

Globalement, deux grands ensembles peuvent être distingués du point de vue lithologique : ce sont les RS de plateau et les RS de versant (biefs à silex). Ces derniers sont considérés comme issus du remaniement des RS de plateau par la dynamique périglaciaire entre – 800 000 et – 20 000 ans.

1.2 La Craie

La Craie crétacée est subdivisée en plusieurs parties, de bas en haut :

- Cénomaniens moyen et supérieur : la Craie cénomanienne est assez bien litée, grise et localement glauconieuse. Des silex brun-noir en nodules ou en bancs lenticulaires (10 à 30 cm) apparaissent dans cette série. L'épaisseur de cette formation déterminée d'après les forages est de l'ordre de 30 à 35 m.
- Turonien : la Craie turonienne grisâtre est tendre et homogène à la base, pour devenir granuleuse au sommet avec quelques bancs indurés. Les silex ne sont présents quasiment que dans la partie supérieure. Ils deviennent brusquement très nombreux dans la partie sommitale extrême. Cette série a une épaisseur de l'ordre de 70 à 90 m.
- Sénonien : la Craie blanche à silex du Sénonien est tendre sauf à la base de la formation, marquée par la présence de bancs indurés. Les silex sont très fréquents. La puissance maximale varie de 120 à 160 m.
- Coniacien : c'est une Craie blanche grisâtre souvent indurée à la base où elle est finement granuleuse. Les silex y sont très fréquents et disposés en lits successifs. La puissance du Coniacien est très variable, de 20 m à plus de 60 m.

- Santonien : la Craie est blanche, assez tendre. Des lits de silex fréquemment présents soulignent le litage de cette formation. De même que pour le Coniacien, la puissance du Santonien est variable, de 30 m à plus de 60 m.
- Campanien : la Craie est blanche avec quelques silex turbiculés de teinte brun-noir ou gris-clair. L'épaisseur du Campanien est de 30 à 40 m.

A la base des formations crayeuses, l'Albien est constitué par des argiles grises de faciès Gault, et le Cénomaniens inférieur est représenté par des sables calcaires glauconieux.

1.3 Les alluvions de la Seine

Plusieurs niveaux de formations alluviales peuvent être distingués, que l'on peut regrouper en deux ensembles :

- Les alluvions modernes : elles correspondent à l'extension des plus grandes crues dans la plaine alluviale récente. Elles sont particulièrement bien développées dans la vallée de la Seine où leur épaisseur peut dépasser 20 m. Elles sont composées de sables, silts, de graves et d'argiles. On trouve également des lentilles de tourbes de 2 à 4 m d'épaisseur. Ces alluvions reposent le plus souvent sur les alluvions anciennes.
- Les alluvions anciennes : elles se décomposent en plusieurs niveaux de terrasses. Les alluvions de la basse-terrace (12 à 15 m au-dessus de l'étiage) sont constituées par des graves argileuses ; les galets proviennent pour la plupart des silex de la Craie. Les alluvions des hautes terrasses (55 m et plus au-dessus de l'étiage) sont essentiellement composées de silex mélangés à des argiles et des sables. Ces dépôts sont difficiles à distinguer des formations superficielles à silex mentionnées précédemment.

La plaine alluviale sub-horizontale du fond de la vallée de Seine est due à la remontée du niveau marin après la dernière période froide (Weichselien). Les graves de fond (cailloutis) des alluvions se sont déposées à la fin des crues importantes de type périglaciaire. A l'Holocène, des dépôts fins d'origine organique (tufs calcaires et tourbes) ou détritiques (argiles, silts) ont été amenés par la transgression flandrienne, qui a ainsi colmaté la basse vallée (Lécolle, 1989, 1990, *in* Lefebvre *et al.* (1993)). Les graves sont donc recouvertes, en amont de l'estuaire, par des tufs calcaires, tourbes et argiles tourbeuses, puis par des silts sableux et argileux au sommet : ce sont les « limons d'inondation », dont l'épaisseur est couramment de plusieurs mètres et qui couvrent la majeure partie de la plaine alluviale. Les cailloutis sont toujours intercalés entre les dépôts holocènes et le bed-rock, de sorte que ces derniers ne sont jamais en contact direct. En plus des silex de la Craie qui en constituent la majeure partie, ces graves comportent des éléments de roches dures arrachés par la Seine et ses affluents aux affleurements du bassin (grès, meulière, calcaires durs, roches magmatiques) (Lautridou, 1982).

L'épaisseur des cailloutis est variable, de quelques centimètres à une dizaine de mètres ; elle est maximale vers Le Havre et dans l'axe de la paléovallée. Les cailloutis sont en fait constitués par plusieurs générations

de nappes (au sens géologique du terme, et non hydrogéologique) dont seule l'inférieure est constante dans toute la Basse-Seine. C'est cette dernière nappe qui est communément appelée « cailloutis de fond » ou encore « graves de fond ». L'âge de cette formation serait à rattacher au Tardiglaciaire, avec une immobilisation complète entre le Préboréal et le Boréal, l'origine des matériaux étant située pour la plupart à la fin du Weichselien, dans les apports latéraux que le fleuve n'a pas pu transporter à la mer (Lefebvre, 1974).

Du point de vue lithologique, les alluvions sont donc composées de deux types de matériaux : *i*) des matériaux fins (sables fins argileux, silts, tourbes...) au sommet, reposant sur *ii*) des matériaux grossiers, constitués par le cailloutis du Weichselien. Nous verrons plus loin que cette distinction a une importance capitale sur le plan hydrogéologique.

2 Tectonique

D'un point de vue structural global, le Pays de Caux se révèle relativement simple. Les formations de Craie sont subhorizontales, présentant un pendage faible vers l'Est. De grands accidents d'axe N135 découpent le substrat crayeux en plusieurs compartiments. Ainsi, l'anticlinal du Bray et la faille de la Seine encadrent à l'extrémité Est du Pays de Caux une large zone synclinale appelée « gouttière normande ». La faille de Fécamp-Lillebonne relaie la faille de la Seine par un accident N70E, et se prolonge elle-même au Sud par la flexure de la Risle.

Plus précisément au niveau de l'extrémité de la Basse-Seine, des mesures par sondage de la profondeur du toit des argiles du Gault (base de la Craie) montrent deux structures anticlinales (anticlinal de Villequier au Sud, au niveau de Villequier et Triquerville, et anticlinal que l'on nommera « d'Yvetot-Yerville » au Nord) encadrant une structure synclinale, de plans axiaux orientés respectivement N70, N90, N45. Ces structures sont à rattacher à l'ensemble structural que constitue la faille de la Seine. L'anticlinal de Villequier est limité au Sud par une faille normale conforme subverticale d'orientation N70E dont le rejet vertical atteint 200 m. Cette faille (que l'on nommera « faille de Triquerville ») met en contact le Coniacien au Sud, à pendage subhorizontal, et une série de terrain de l'Albien au Turonien, au Nord.

II Hydrogéologie

Les trois ensembles lithologiques présentés précédemment, s'ils ne sont pas tous aquifères, ont tous trois un rôle fondamental dans le transfert de l'eau depuis la surface jusque dans les terrains géologiques et aux exutoires. Les deux systèmes aquifères principaux sont la Nappe de la Craie et la nappe des alluvions de la Seine. Les relations entre ces deux systèmes sont parfois complexes, puisqu'elles constituent selon le cas deux aquifères distincts ou un seul aquifère compartimenté.

1 Nappe de la Craie

La nappe de la Craie est caractérisée par deux voire trois types de drainage : un drainage matriciel dû à la perméabilité de la Craie associé à un drainage de fissures, et un drainage karstique.

1.1 La double-porosité de la Craie

La place particulière occupée par la Craie parmi les roches sédimentaires carbonatées est due à sa porosité. La fracturation draine en effet l'aquifère matriciel de la Craie dont la porosité nécessite la prise en compte des phénomènes de diffusion moléculaire dans la matrice. D'une manière générale, la spécificité de la Craie en tant qu'aquifère est donc sa porosité, et la nappe de la Craie s'appuie en profondeur sur la fermeture des pores due à la pression lithostatique.

A Porosité de la Craie

Elle est en moyenne de l'ordre de 30 à 40% (Castany, 1967 ; Le Tavernier, 1984 *in* Maqsoud (1996)). En Haute-Normandie, Masson (1978) *in* Maqsoud (1996) donne :

Tableau I. 1 – Porosité de la Craie en Haute-Normandie (d'après Masson (1978) *in* Maqsoud (1996)).

Localité	Age des terrains	Porosité en %
Incarville	Campanien inférieur	41
Pacy-sur-Eure	Santonien supérieur	42
Sauqueville	Coniacien inférieur	39.1
Rouvray	Coniacien moyen	23.6

Ces valeurs de porosité totale sont relativement élevées au niveau du Sénonien. Il est pourtant nécessaire de considérer un paramètre plus significatif du point de vue hydrodynamique, la porosité efficace, qui caractérise, plus que le seul volume de pores, le degré d'interconnexion des pores. Calba (1980) donne une estimation de la porosité efficace pour l'ensemble du bassin de la Rançon, et obtient une valeur de 0.5%. Cette faible valeur de la porosité efficace est vraisemblablement liée à la petite taille des pores, généralement inférieure à 1 μm . Ainsi, pour les Craies normandes, les tailles de pores ont des valeurs médianes comprises entre 0.55 et 0.77 μm (Maqsoud, 1996).

B Fracturation

D'après Wazi (1988), deux familles principales de fractures peuvent être distinguées dans la Craie : N100 à N120 (direction armoricaine), et N10 à N30, la plus récente. La fracturation permet le drainage de l'eau de la Craie, et lui confère ses propriétés aquifères (conductivité hydraulique, emmagasinement...). Seule la fracturation « active », c'est-à-dire les fissures suffisamment ouvertes, contribue à la perméabilité en grand de l'aquifère. C'est donc l'épaisseur de fracturation active qui détermine les propriétés de l'aquifère ; les valeurs de transmissivité, produit de l'épaisseur par la conductivité hydraulique, peuvent donc être extrêmement variables dans l'espace, suivant la distribution en profondeur des fractures et la densité de fracturation.

C Implications pour le transfert de masse

Des essais de pompage de longue durée effectués ont donné des valeurs de transmissivité comprises entre 1.38 et $1.66 \times 10^{-1} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ à Lillebonne, $2.4 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ à $4 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ dans la vallée du Cailly, (Forkasiewicz, 1978). Les coefficients d'emmagasinement pour ces derniers sites sont de l'ordre de 10^{-3} . Bize *et al.* (1963), dans une note BURGEAP, exposent des essais de pompage réalisés en vallée de Seine au niveau de Tancarville sur des forages crépinés dans la Craie, et ont obtenu des valeurs de perméabilité de l'ordre de $0.75 \times 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et une transmissivité de $3.75 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (épaisseur de Craie pompée estimée à 5 m). La Craie concernée est d'âge cénomaniens moyen.

La porosité matricielle non négligeable de la Craie, couplée à la porosité de fissure, nécessite l'emploi de modèles à double porosité pour l'étude des transferts de masse dans cet aquifère. On citera ici les travaux de Wang (1987a), Wang et Crampon (1995), et Porel (1988).

1.2 Le drainage karstique

Même s'il ne présente pas la même ampleur que les karsts de pays calcaires, le karst de la Craie est très développé dans certaines zones du bassin de Paris, et sa genèse est spécifique (Rodet, 1997).

Pour le Pays de Caux, Rodet (1975,1978) in Calba (1980) donne la répartition suivante pour les structures karstiques : 89.1% pour le littoral cauchois et le val de Seine, 10% pour les vallées secondaires (affluents de la Seine, par exemple), 0.9% pour les plateaux. Le karst est plus prononcé dans la zone de détente, en bordure du massif crayeux. D'une manière générale, le karst dans le Pays de Caux est hérité des variations du niveau de base (niveau de la mer et de la Seine) au cours des temps géologiques. En effet, une partie des structures karstiques (karst noyé) est située sous le niveau de base actuel depuis la fin de la transgression flandrienne, tandis qu'une autre partie, parfois complètement déconnectée de l'activité hydrogéologique actuelle, prend en charge des circulations temporaires ou pérennes sans commune mesure avec la taille des conduits.

Les différents types de morphologie karstique observables dans le Pays de Caux et dans le reste de la Normandie sont induits par des régimes de fonctionnement différents, et peuvent parfois représenter les

différents stades de la formation d'un système karstique. On citera notamment le karst de Caumont (Eure) dont le réseau très développé (8 km de drains) et complexe illustre des fonctionnements de types « fluvial » et « estuarien » pour le karst de restitution, au cours des variations du niveau de base.

A Des points d'engouffrement rapides sur les plateaux : les bétoires

A.1 Nature et origine

Les plateaux crayeux sont recouverts par des formations superficielles dont l'épaisseur varie spatialement tout en restant relativement importante. Ces formations superficielles sont constituées par des limons de plateaux recouvrant les altérites à silex (résidus à silex RS) qui correspondent au manteau d'altération de la Craie. A certains endroits sur le plateau, des bétoires relient directement la surface au sous-sol. Ces figures morphologiques font partie du modelé karstique (exokarst) spécifique au Pays de Caux. Elles sont à rapprocher, par rapport aux modelés karstiques classiques, des dolines avec embuts (petits puits absorbants ou petits avens souvent présents dans le fond des dolines). Les bétoires peuvent avoir une origine naturelle (indentations ou racines du manteau d'altération dans la Craie connectées à l'épikarst) ou artificielle (puisarts, vestiges de marnières). Dans le premier cas, elles sont toujours reliées à la zone épikarstique et l'importance des formations superficielles dans le drainage karstique prend ici toute sa dimension (Rodet, 1993). Leur distribution spatiale semble pour le moins aléatoire. Ceci est probablement dû en partie au fait que la différence entre l'origine artificielle et l'origine naturelle des bétoires est difficile à établir : nous ne distinguons pas les entrées de marnières, dont l'implantation est plus ou moins indépendante de la géologie, des bétoires naturelles, dont le développement s'appuie sur la tectonique et le développement de l'altération de la Craie, entre autres. On remarque cependant que dans certains cas, les bétoires peuvent être réparties sur des axes tectoniques majeurs ; c'est le cas de la perte du Bébec (ruisseau pérenne situé sur la commune de Villequier) qui se situe à l'aplomb de la faille de Triquerville. Une série d'anciennes bétoires, correspondant aux anciennes positions du lit du Bébec, sont également disposées le long de cet accident.

A.2 Relations avec l'hydrologie karstique

Les bétoires agissent comme des collecteurs des eaux de ruissellement en surface des plateaux en concentrant les eaux de drainage de leur bassin versant. Il convient donc de délimiter pour chaque bétoire le bassin versant associé qu'elle draine et dont elle constitue l'exutoire.

Du point de vue purement hydrodynamique, les engouffrements des eaux de surface ne contribuent pas obligatoirement à une recharge significative de la Nappe de la Craie. En revanche, la qualité des eaux souterraines drainées par le karst de la Craie est fortement influencée par la qualité des eaux de surface engouffrées au niveau des bétoires. En effet, elles sont et ont toujours été utilisées par les populations des plateaux comme des points de vidange des ordures ménagères, elles recueillent les

lessivats de voirie, sont alimentées par des effluents d'origines diverses (pollution par les engrais, pollution fécale due à l'élevage...).

Dans le karst de la Craie, la taille des conduits reste modeste en comparaison des karsts de pays calcaires. La qualité des formations superficielles est un paramètre prépondérant dans le développement de la karstification. En effet, Rodet (1993) explique que la perméabilité des formations superficielles est un critère de différenciation du fonctionnement hydrologique du karst d'introduction. Il envisage ainsi trois cas :

- 1 Les formations superficielles présentent une perméabilité en grand du type des sables : l'eau parvient de manière diffuse au toit de la Craie, et son action de dissolution s'exprime de manière homogène sur toute la surface. La dissolution différentielle n'est due qu'aux hétérogénéités de cette surface, comme la fracturation.
- 2 Les formations superficielles sont globalement imperméables : le toit de la Craie est protégé par les formations de recouvrement, et se trouve donc « fossilisé » sous le contact argileux.
- 3 Les formations superficielles sont perméables, mais le champ de perméabilité n'est pas constant (variations de la lithologie, rétraction plastique...): les eaux de ruissellement sont concentrées vers des points d'engouffrement et provoquent une importante dissolution de la Craie. Cette dissolution différentielle est donc fortement contrôlée par la qualité des formations de couverture, plus que par la fracturation. Les entonnoirs qui résultent de ce phénomène d'érosion différentielle atteignent ensuite rapidement une section suffisante pour recouper le champ de fracturation, qui reprend alors le contrôle de l'écoulement. Ces entonnoirs de dissolution sont les indentations ou racines du manteau d'altération et forment les bétoires naturelles.

Ce caractère spécifique aux plateaux haut-normands contrôle la morphologie du karst d'introduction et, de fait, la zone épikarstique du karst de la Craie est quasiment inexistante. Le fonctionnement hydrologique du karst d'introduction se voit donc en grande partie déterminé par la nature des formations superficielles recouvrant la Craie.

Pour conclure sur les bétoires, on comprend aisément l'impact de ce type de structures d'introduction sur le risque sanitaire : en plus de leur lien direct avec l'aquifère par l'intermédiaire de la zone épikarstique, elles agissent comme des collecteurs des eaux de ruissellement et concentrent les eaux de drainage des bassins versants. Elles occasionnent donc une pollution concentrée, et non diffuse, alimentant directement le karst.

B Organisation du drainage dans le karst de la Craie : formation et évolution

L'écoulement souterrain dans l'aquifère crayeux est assuré soit par la double-perméabilité de la Craie (matrice crayeuse et fracturation), soit par le karst, l'un et l'autre modes de transport pouvant se relayer mutuellement au cours du transfert vers l'exutoire. Le karst de restitution (i.e., les exutoires karstiques) est quant à lui contrôlé par l'altitude du niveau de base, dont les variations au cours des

temps géologiques ont engendré la formation de plusieurs niveaux de drainage karstique aboutissant finalement à une structure de karst étagé. Dans le Pays de Caux, le niveau de base est directement contrôlé par le niveau de la mer pour les systèmes karstiques littoraux, alors qu'il correspond au niveau de la Seine pour les systèmes karstiques « continentaux » développés entre les plateaux et la vallée de la Seine.

Dans le cas du karst de la Craie, des études ont montré que la fracturation ne joue pas un rôle prépondérant dans la karstification (Maqsoud (1996), Lepiller (1993) *in* Maqsoud (1996)) qui serait alors contrôlée presque exclusivement par le potentiel hydraulique. Dans ces conditions, le karst de la Craie est plutôt considéré comme un karst gravifique dont le développement est fonction du gradient hydraulique, de la production de CO₂ dans les sols, et d'une infiltration rapide liée à l'absence d'une couverture notable. Cependant, le cas de La Mansonnière, à Bellou-sur-Huine dans le Perche Rodet (1996), montre clairement que comme pour les karsts de pays calcaires, la fracturation du massif favorise de manière non négligeable la karstification de la Craie. Dans les conditions actuelles, la quasi-totalité du réseau karstique est développée sur la fracturation. Les formations superficielles sont quasi-inexistantes ici (quelques centimètres au dessus de la roche-mère).

Plus tard, après développement du manteau d'altération de la Craie, le RS joue le rôle de barrière à la karstification là où il recouvre la Craie, mais concentre les eaux de ruissellement vers des points d'engouffrements préférentiels. Les bétoires pourraient par conséquent contribuer au développement des réseaux déjà formés dans d'autres conditions, accentuant ainsi le degré d'hétérogénéité du karst de la Craie. L'évolution du karst de la Craie de plateaux du Pays de Caux comprend de cette manière deux étapes principales :

- 1 une phase de création du réseau, à laquelle contribuent plusieurs paramètres (fracturation, climat, potentiel hydraulique, lithologie, importance des formations de recouvrement...) dont les pourcentages de contribution sont variables et potentiellement différents pour chaque cas. Cette étape conduit elle-même à différents types de karsts, dont une typologie complète a été réalisée par Rodet (1991) ;
- 2 une phase d'utilisation de drains pré-existants aboutissant à l'augmentation de l'hétérogénéité du réseau : les formations de recouvrement concentrent les introductions d'eaux de surface vers les bétoires en accentuant le phénomène de karstification différentielle dans l'épikarst puis dans l'endokarst.

Au niveau du karst de restitution, les réponses peuvent être très variables. Rico *et al.* (1993) observe plusieurs types de réponses en utilisant la turbidité comme traceur naturel : le signal de sortie multimodal prend ainsi en compte plusieurs points d'introduction des eaux de surface, qui ont par la suite été identifiés comme autant de bétoires. Les expériences de traçage réalisées sur de nombreux sites ont donné des valeurs de vitesses apparentes assez variables, traduisant la complexité de l'aquifère. Calba (1980) observe ainsi des vitesses dépassant systématiquement les 200 m.h⁻¹ sur le bassin de la

Rançon, avec une valeur maximale de 350 m.h^{-1} . Dans le bassin des Fontaines (dans l'Eure, France), Nebbache (1999) obtient 600 m.h^{-1} . Du point de vue morphologique, les exutoires karstiques peuvent être séparés en trois catégories (Rodet, 1991) : les sources de contact, où le toit de la nappe coïncide avec la topographie (l'écoulement souterrain devient superficiel), les sources de déversement (aussi appelée « à niveau de base suspendu ») et les sources de débordement. Ces dernières correspondent à des émergences en surface libre à un endroit où la nappe est mise en charge. C'est le cas de quelques sources de la vallée de la Seine, comme la source du Hannetôt. La nappe de la Craie devient semi-captive, se retrouvant quasiment en charge sous les alluvions supérieures de la Seine.

2 Les alluvions de la Seine

Les alluvions possédant une nappe sont les alluvions modernes et les basses terrasses des alluvions anciennes. Nous avons vu au paragraphe I (1.3) que les alluvions de la Seine peuvent être décomposées en deux parties du point de vue litho-stratigraphique. Cette distinction est également valable pour les propriétés hydrauliques. De fait, les comportements aquifères de ces deux ensembles sont totalement différents.

2.1 Alluvions supérieures et cailloutis weichselien

Avec une épaisseur de l'ordre de 10 à 20 mètres, les alluvions supérieures, de par leur lithologie (sables fins argileux et tourbes), sont considérées comme très peu perméables. En revanche, l'essentiel de l'eau mobile est pris en charge par les graves de fond (i.e., le cailloutis du Weichselien). D'après l'étude réalisée par le BURGEAP (Bize *et al.*, 1963), la conductivité hydraulique obtenue à la suite d'essais de pompage réalisés au niveau de Tancarville est de l'ordre de $2 \times 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$. Les cailloutis constituent donc une couche très transmissive sous-jacente à une couche de très faible perméabilité que sont les alluvions supérieures. Le contraste de perméabilité entre alluvions inférieures et supérieures est très important, de sorte que la nappe contenue dans les alluvions inférieures, aquifère très transmissif, peut être considérée comme semi-captive sous les alluvions supérieures fines.

2.2 Les alluvions et la nappe de la Craie

Sur le plan lithologique, le passage de la Craie aux alluvions est très net : des observations réalisées sur des chantiers de gravières montrent clairement que le cailloutis repose directement sur le toit de la Craie. Au dessous, la nappe de la Craie circule dans un aquifère à double-porosités, si l'on excepte les éventuels phénomènes karstiques. Les essais de puits ayant permis de caractériser les propriétés hydrauliques de la Craie et des alluvions donnent des conductivités hydrauliques de l'ordre de $2 \times 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ et $0.75 \times 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$, respectivement. D'une manière générale sur l'ensemble de la basse-vallée de la Seine, ces deux nappes ne seraient pas associées à deux entités hydrogéologiques différentes, mais bien à un seul et même aquifère compartimenté, dont la conductivité hydraulique serait de l'ordre de $1.5 \times 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$. L'aquifère mixte

Craie/cailloutis draine donc une seule et même nappe, que l'on nommera par souci de clarté « nappe de la Craie » quasiment en charge sous les alluvions supérieures.

Le rôle du cailloutis de fond a une importance capitale : il est le siège de sous-écoulements importants de l'amont vers l'estuaire. En effet, le flux des eaux souterraines depuis les plateaux vers la vallée de la Seine constitue un apport important dont les sources de débordement en pied de plateau ne représentent qu'une petite manifestation.

2.3 Relations avec la Seine

Les alluvions supérieures, très peu perméables, isolent la nappe de la Craie de la Seine. Néanmoins, en certains endroits comme dans le chenal de navigation, les alluvions fines sont décapées par le dragage et le cailloutis affleure tout le long du lit de la Seine (Figure I. 2) ; une connexion hydraulique directe peut donc être ponctuellement établies entre le cours et la nappe de la Craie. D'une manière générale, c'est la nappe qui alimente localement la Seine en des endroits où *i)* le cailloutis affleure, ou bien *ii)* les alluvions supérieures deviennent semi-perméables ou très fines (Lefebvre *et al.*, 1993) : puisque l'écoulement se fait pratiquement en charge, la tendance générale est à la drainance verticale. Sous certaines conditions, pourtant, la nappe peut localement drainer le cours d'eau. Ce peut être le cas lors de pompage en nappe, lors de fortes crues de la Seine, ou pendant le flot. La Seine est en effet affectée par un marnage important : à marée haute, l'augmentation de la charge à l'entrée des alluvions due à la hauteur d'eau dans la Seine, crée un gradient hydraulique orienté du fleuve vers la nappe. Il y aurait donc temporairement (c'est-à-dire pendant un demi-cycle de marée) une alimentation par la Seine. Cependant, à marée basse, le phénomène inverse tend à déconnecter la nappe du cours d'eau. La durée du flot (haute mer) étant supérieure à celle du jusant (basse mer), le transfert vers le forage des eaux de Seine serait inexistant ; la nappe de la Craie alimenterait toujours la seine, d'une manière globale (De La Quèrière, 1994).

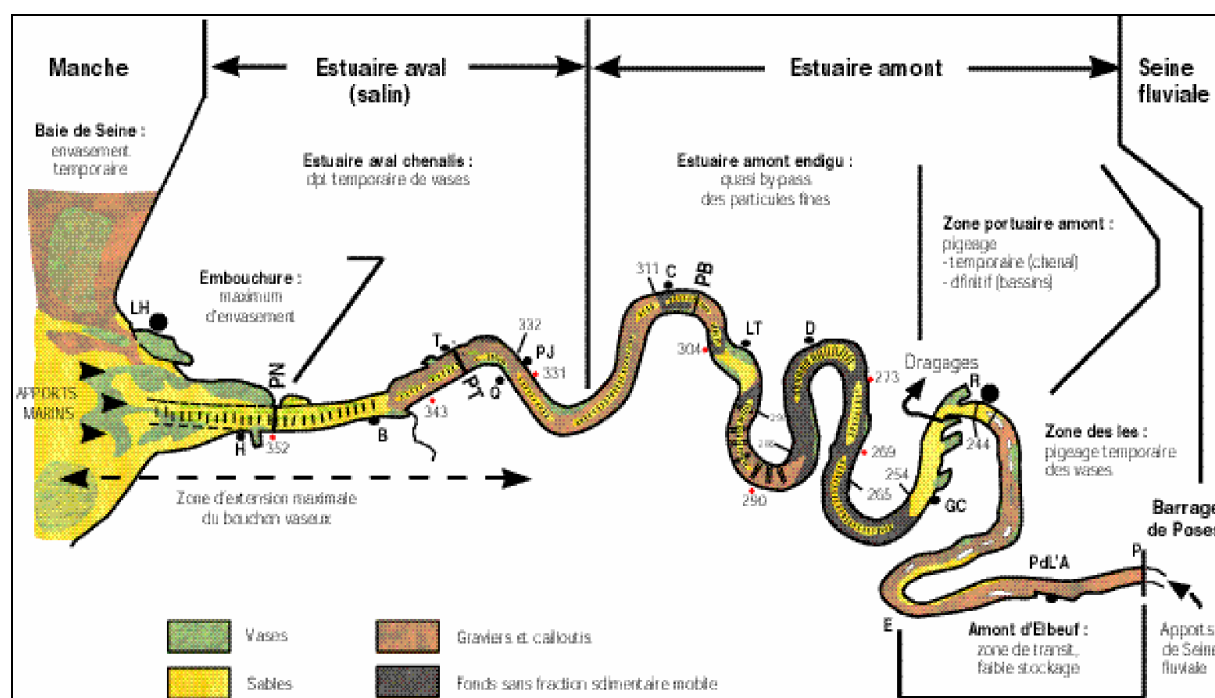


Figure I. 2 – Cartographie du lit de la Seine et affleurement du cailloutis de fond (Données du programme scientifique Seine-Aval)

3 Les problèmes liés à la turbidité des eaux karstiques

3.1 Définition et origine de la turbidité

La turbidité est un paramètre qui caractérise le « trouble » de l'eau. Ce n'est pas à proprement parler une grandeur physique, comme la salinité, la concentration d'un élément quelconque dans l'eau, ou encore la température, mais plutôt une variable qui est plus ou moins directement liée à la concentration en matières en suspension (MES). C'est une mesure optique dont l'unité est le NTU, pour « Nephelometric Turbidity Unit » (unité de turbidité néphélogométrique, en français). La mesure de turbidité est très utilisée pour des raisons de commodités, les concentrations des suspensions de sédiments ne pouvant que difficilement être obtenues à un pas de temps fin sur de longues périodes. En Haute-Normandie, où presque 100% de la ressource en eau est d'origine karstique, la turbidité a une influence non négligeable sur la santé publique : Beaudou *et al.* (1999) montrent par des études statistiques que 10% des cas annuels de troubles gastro-intestinaux sont susceptibles d'être liés à la consommation de l'eau du robinet. Aux exutoires karstiques, le problème est généralement associé aux crues turbides qui sont observées à l'occasion de périodes de fortes précipitations. Les matières en suspension ou MES (particules diverses, floccs, colloïdes...) jouent un rôle déterminant dans la contamination des aquifères et des eaux potables en raison de la capacité d'adsorption des bactéries sur le matériel particulaire. De nombreuses études ont montré une survie accrue des micro-

organismes adsorbés sur les particules (Pommepuy *et al.* (1992), Burton *et al.* in Palmateer *et al.*, (1993)), qui se comportent donc comme des vecteurs potentiels de la contamination.

Ainsi, le transport de matières solides et le risque sanitaire associé dans les zones karstiques sont au centre des préoccupations depuis quelques années. Les matériaux en suspension peuvent être séparés en deux grands ensembles : les colloïdes, de taille inférieure au micromètre, et les particules (MES) de taille supérieure à 1 µm allant jusqu'à plusieurs dizaines de µm). Atteia et Kozel (1997) et Atteia *et al.* (1997) mettent en évidence les différences de comportement des particules et des colloïdes lors du transport par les variations de la microgranulométrie à un exutoire karstique : la distribution des tailles des colloïdes serait dépendante de la chimie des eaux engouffrées dans le karst, alors que celle des particules serait influencée par les seules conditions hydrodynamiques. Contrairement aux colloïdes, les MES, soumises aux phénomènes de décantation, posent le problème du stockage puis de la remise en suspension dans le réseau karstique sous l'effet des transferts de pression.

La prévention du risque sanitaire associé aux particules en suspension nécessite donc deux approches : i) l'étude rigoureuse du phénomène physique du transport, ii) la prise en compte de la faculté de fixation des micro-organismes et autres contaminants sur les supports particulaires.

Des essais de marquage des particules ont été entrepris par quelques auteurs : on relève notamment les travaux de Mahler *et al.* (1998a; 1998b) sur l'utilisation de l'ADN et des lanthanides pour le marquage de particules argileuses, en vue d'applications de terrain.

Actuellement, les mesures in situ les plus fréquemment employées sont généralement basées sur la géochimie (Mahler et Lynch, 1999; Mahler *et al.*, 1999; Vaute *et al.*, 1997; Wicks et Engeln, 1997), mais l'intérêt des données microgranulométriques a déjà été démontré (Lacroix *et al.*, 1998; Lacroix *et al.*, 2000b).

La turbidité observée aux exutoires karstiques a deux origines potentielles : soit elle provient du transport direct depuis l'introduction d'eaux déjà chargées en particules, soit elle correspond à de la remobilisation de dépôts intra-karstiques remis en suspension sous l'effet des transferts de pression (onde de crue dans le réseau). Les sources de sédiments mobilisables créant la turbidité sont globalement de deux types : ils peuvent être soit d'origine allochtone par rapport au karst, c'est-à-dire être issus de sédiments érodés sur les plateaux et engouffrés aux bétouilles avec les eaux de ruissellement, soit provenir de stocks déjà présents dans l'aquifère, que l'on qualifiera alors de sédiments autochtones. Parmi les sédiments d'origine autochtone, on peut également redéfinir deux catégories : les sédiments originaires de la surface stockés un temps dans le karst et remobilisés sous certaines conditions, et les résidus de l'altération de la Craie (de la karstification). Ces derniers ne sont présents que dans de rares cas dans les eaux d'exutoires, et toujours en proportion très faible. La problématique pose donc plusieurs questions : quel est le degré de développement ou de complexité du réseau karstique, quelles sont les propriétés de transport de l'aquifère, d'où vient la turbidité observée à l'exutoire, peut-on prévoir l'apparition d'un épisode turbide ?

3.2 Approche microbiologique

Il va de soi que ce ne sont pas les particules elles-mêmes qui présentent un danger pour les populations, mais bien la dimension bactériologique qui y est associée. En milieu karstique, l'approche microbiologique reste assez peu utilisée. En termes de potabilité des eaux, la seule attention préventive actuellement en vigueur consiste en une norme imposant une valeur limite de turbidité pour les eaux de consommation. Pour la Communauté Européenne, cette norme, jusqu'à présent de 2 NTU, est fixée depuis peu à 0.5 NTU. Ceci est lié à l'état des connaissances actuelles, qui n'est pas très avancé dans ce domaine. Pourtant, les développements récents tendent à montrer que la charge microbienne n'est pas liée à la turbidité par une relation simple. Des dénombrements bactériens ont en effet montré des charges microbiennes élevées même pour des eaux claires, ce qui pose le problème de la validité de ces normes de turbidité. Certains auteurs ont tenté de telles approches, en effectuant des traçages bactériens (Calba, 1980; Charrière, 1987), d'autres par des dénombrements microbiens sur des échantillons d'eau (Atteia *et al.*, 1997), sans tenir compte de l'état adsorbé ou libre des bactéries.

III Le système karstique de Bébec-Hannetôt

1 Introduction

1.1 Généralités

Le système karstique de Bébec-Hannetôt est situé sur la rive droite de la Seine, à une quarantaine de kilomètres de l'extrémité Est de l'estuaire (Figure I. 3). Il constitue un exemple typique du karst de la basse-vallée de Seine, et ses limites sont relativement bien contraintes. Concernant le risque sanitaire lié à la turbidité des eaux souterraines, le point de contamination principal est connu (De La Quèrière, 1978), c'est une bétoire (la perte du ruisseau Bébec) située sur le plateau dans laquelle s'engouffrent les eaux d'un petit cours d'eau pérenne, le Bébec, dont le bassin versant (Photo I. 1) est également bien délimité, comme nous pourrions le voir dans la partie 3. De même, l'exutoire principal des eaux engouffrées à la perte est clairement identifié.

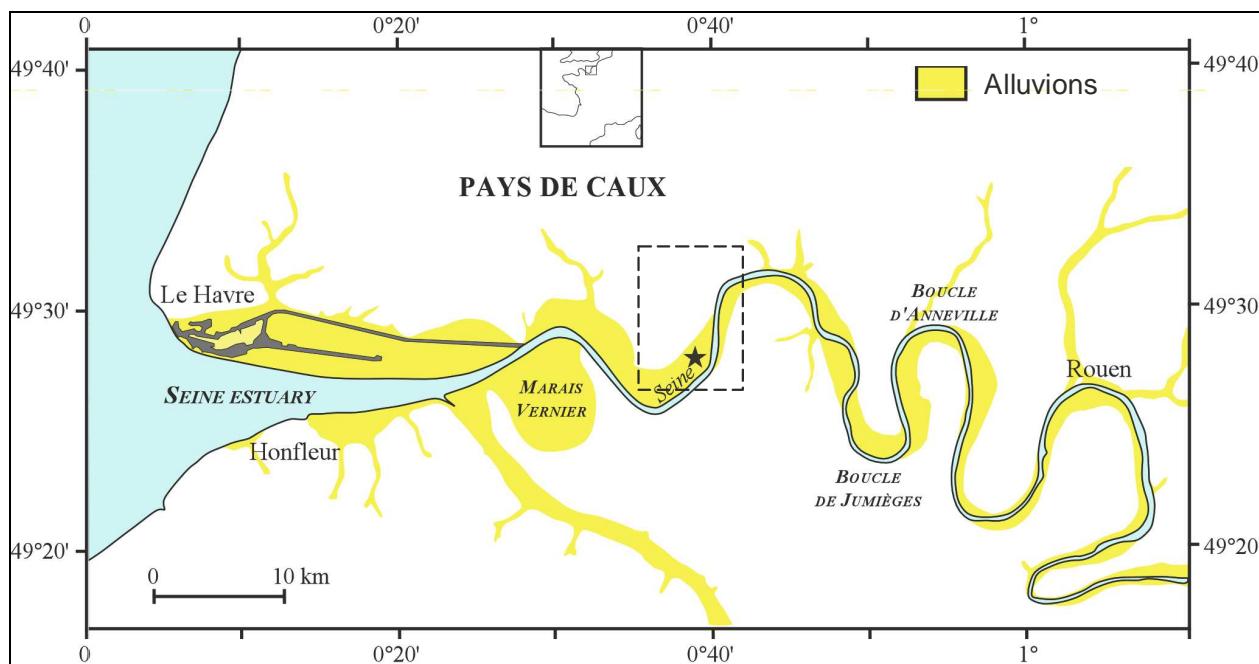


Figure I. 3 – Localisation du secteur d'étude.



Photo I. 1 – Vue panoramique du bassin versant du Bébec.

Ce système se prête donc bien à l'étude des deux problématiques abordées dans ce travail, à savoir *i*) le problème de l'AEP de la région de Saint-Maurice-d'Etelan – ainsi que de ce type de captage, et, plus

fondamentalement sur le plan scientifique, *ii*) l'étude des propriétés de transport (transfert, stockage, déstockage) de matières solides d'un aquifère karstique depuis un bassin versant superficiel jusqu'à une plaine alluviale.

1.2 Problème de l'AEP de la région de Saint-Maurice-d'Etelan

La source du Hannebôt était jusqu'en 1994 la source d'alimentation en eau du syndicat intercommunal d'alimentation en eau potable (S.I.A.E.P.) de la région de Saint-Maurice-d'Etelan. Cette source karstique étant directement connectée à la perte du Bébec, les problèmes de turbidité sont extrêmement fréquents en période de pluie même moyenne. En 1994, le S.I.A.E.P. décide de déplacer l'AEP dans la vallée de la Seine, en implantant un forage dans le marais de Norville (Photo I. 2), à environ 130 m de la source. Ce forage alimente les communes de Norville, Triquerville, Saint-Maurice-d'Etelan et Petitville. Sa capacité de production journalière est de $4000 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$, ce qui correspond approximativement aux consommations de pointes enregistrées sur une semaine en 1997 ($3640 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$).



Photo I. 2 – Vue panoramique du marais de Norville et du champ captant du Syndicat de Saint Maurice d'Etelan.

2 Géologie, géomorphologie, hydrogéologie

La structure d'ensemble est dominée par la faille de Triquerville (N70E), qui met en contact la Craie du Coniacien dans le compartiment Sud avec un compartiment Nord où affleurent l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien (Figure I. 4). Le compartiment Nord présente une structure anticlinale (anticlinal de Villequier) d'axe N70E. Dans les deux compartiments les pendages sont subhorizontaux.

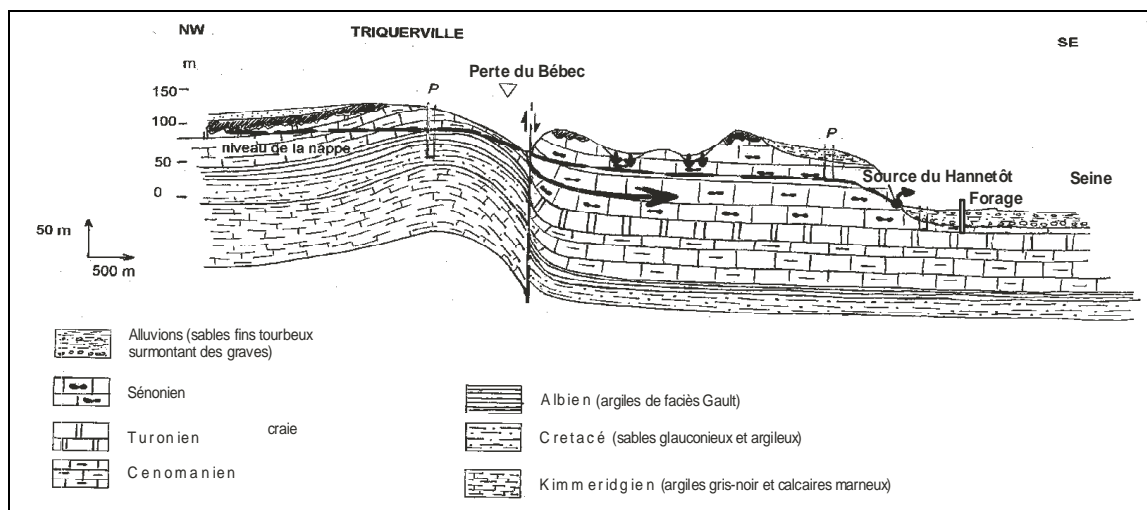


Figure I. 4 – Coupe schématique de l'anticlinal de Villequier, d'après Pleuvret (1997).

Du point de vue lithologique, le compartiment Sud est constitué par de la Craie blanche à silex du Coniacien. On distingue dans la partie inférieure 40 à 50 m de Craie blanche ou jaunâtre à zones limonitiques et argileuses localisées sur des fissures. Les bancs ont des tailles métriques et sont séparés par des bancs de silex noirs de taille centimétrique. La partie supérieure du compartiment Sud est une Craie très blanche à grains de glauconie. Les bancs d'épaisseur métrique contiennent des silex libres ou en bancs plus épais que ceux de la partie inférieure. Le compartiment Nord a une lithologie plus variée :

- Le Kimméridgien (Jurassique supérieur) affleure dans la région de Villequier sous la forme d'argiles gris-noir et de calcaires marneux.
- Le Crétacé inférieur transgressif sur le Kimméridgien débute par des sables argileux et se poursuit par des grès ferrugineux et des sables verts aquifères.
- L'Albien est représenté par des argiles noires de faciès Gault, très glauconieuses, constituant le mur imperméable de la nappe du Vraconien (Cénomaniens inférieur).
- Le Vraconien est caractérisé par des silts gris micacés, siliceux et pyriteux (« Gaize »).
- Le Cénomaniens est constitué par de la Craie à silex, ces derniers étant moins abondants dans la partie supérieure que dans la partie inférieure.
- Le Turonien correspond à de la Craie blanche tendre ou jaunâtre indurée souvent pauvre en silex.

Les formations de recouvrement quaternaires, quant à elles, sont communes aux deux compartiments. Ce sont :

- Le RS, argiles sableuses rougeâtres enrobant des silex entiers ou fragmentés. La répartition lenticulaire des niveaux les plus argileux, totalement imperméables, permet l'infiltration de l'eau dans cette formation.
- Les alluvions anciennes : sables rouges bien lessivés, moyens à grossiers.
- Les limons de plateaux : ce sont des limons éoliens de teinte ocre.
- Les limons de vallées : ce sont les biefs à silex que l'on retrouve à peu près partout dans le Pays de Caux.
- Les alluvions modernes de la vallée de la Seine.

Le ruisseau Bébec est un petit cours d'eau pérenne issu de la résurgence diffuse de la nappe du Cénomaniens au lieu-dit « Les Mouillants » (commune de Touffreville-la-Cable), à l'aval du hameau de l'Abbaye. Cette résurgence est représentée par une mare (altitude 117 m). Le Bébec s'écoule ensuite sur l'assise imperméable du Gault dans un fossé, puis dans un lit, pour disparaître 2.2 km plus loin à la perte actuelle (Figure I. 5). Cette dernière interrompt donc le cours du ruisseau tant que sa capacité d'absorption n'est pas dépassée. Lorsque c'est le cas, les eaux de ruissellement alimentent la Ravine, courant temporaire s'écoulant en aval du Bébec.

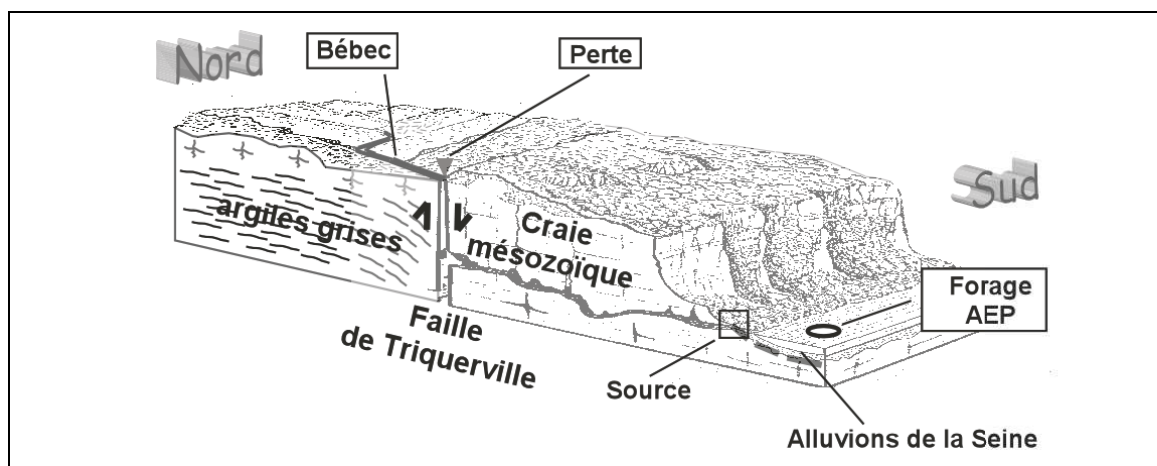


Figure I. 5 – Schéma géomorphologique du système.

Le Bébec draine sur le plateau un petit bassin versant où l'occupation du sol est vouée à l'agriculture et à l'élevage (Photo I. 3). Les sols du plateau (altitude moyenne : 100 mètres), constitués de limons d'une épaisseur de l'ordre de 10 mètres, sont très sensibles à la battance, au tassement et à l'érosion, particulièrement au moment des semis de l'automne et en hiver. Si l'on considère la circulation de surface dans son ensemble, à savoir la partie pérenne et la partie temporaire, il devient nécessaire de considérer séparément les bassins versants du Bébec et de sa perte. La présente étude est focalisée sur ce dernier bassin,

considérant que la perte du Bébec, constituant ici l'exutoire du bassin versant du cours d'eau pérenne, est également le point d'entrée dans le système souterrain étudié.



Photo I. 3 – Exemple d'occupation des sols sur le bassin versant du Bébec.

Du point de vue hydrogéologique, au niveau du site de Norville, l'écoulement de la nappe de la Craie a lieu selon un axe Nord-Ouest/Sud-Est (Figure I. 6), depuis les plateaux jusqu'à la vallée de la Seine.

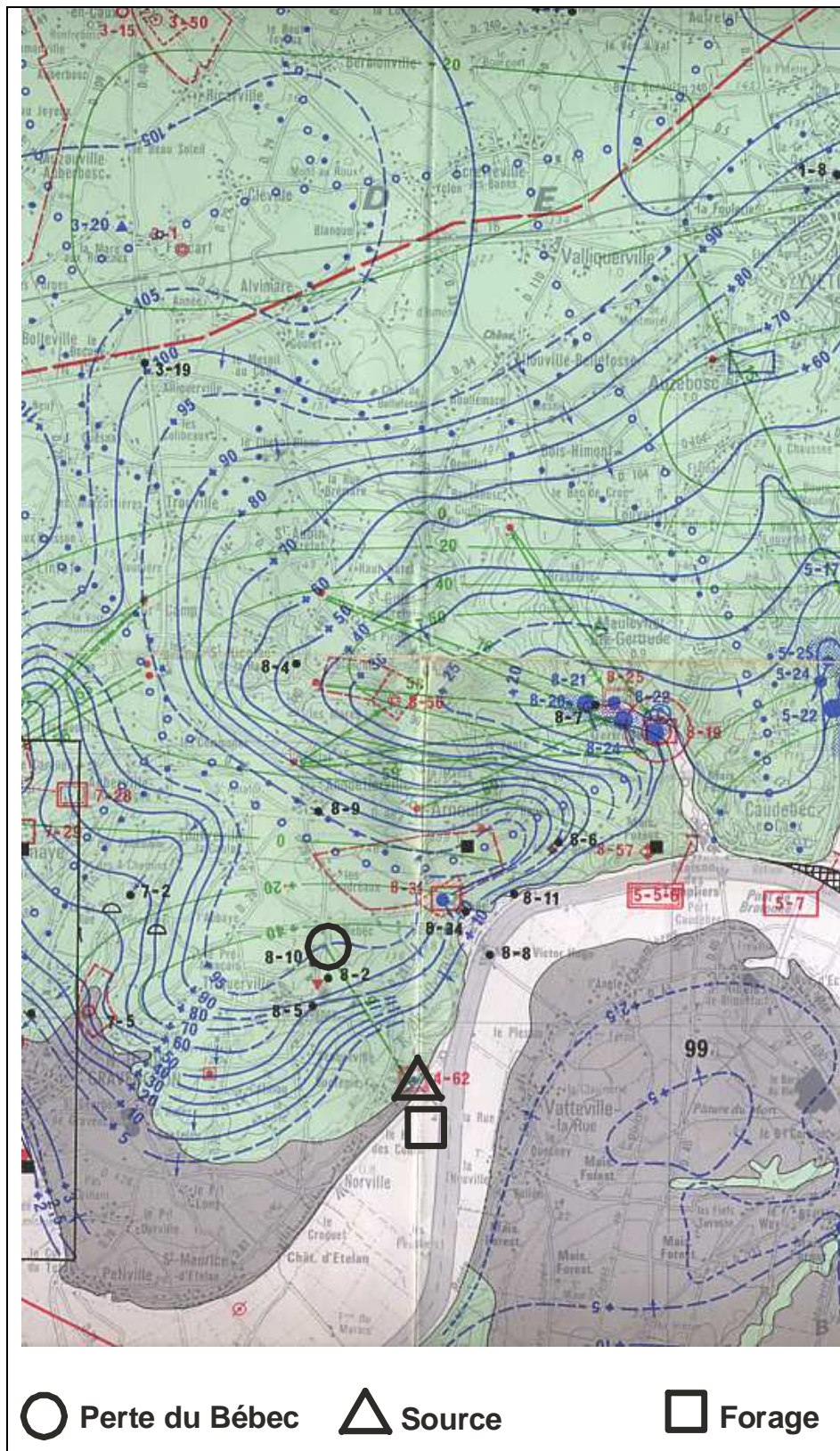


Figure I. 6 – Localisation des points de surveillance. Extrait de l'Atlas hydrogéologique BRGM de la Seine-Maritime (Roux et al., 1981).

Le système étudié est composite, étant constitué d'une partie karstique en amont (aquifère crayeux fissuré et karstifié), et d'une partie alluviale en aval (nappe des alluvions de la Seine). A priori, les eaux de la nappe de la Craie constituent l'essentiel de la ressource captée au forage de Saint Maurice d'Etelan, celui-ci étant tubé dans les alluvions et crépiné dans la Craie. Pourtant, l'observation de faibles turbidités au forage en comparaison à celle mesurées à la perte du Bébec et à la source du Hanneôt a imposé l'étude approfondie des contributions respectives des 2 compartiments crayeux karstique et alluvial quant au transport des matériaux à l'état particulaire et dissous depuis le plateau (perte du Bébec) jusqu'au forage A.E.P. En ce qui concerne les alluvions grossières de la base (cailloutis et graves), notamment, la question d'une éventuelle participation de cette couche très perméable (située quelques mètres au-dessus de la partie crépinée) au transport de matière issu de la perte peut légitimement être soulevée. En effet, le développement du forage a été réalisé par injection de 6 t d'HCl, ce qui a très probablement contribué à mettre en relation la Craie avec les graves de fond des alluvions.

Le système introductif est constitué par la perte du Bébec, sur le plateau, qui correspond en réalité à une bétoire située sur l'accident de Triquerville. Cette bétoire est reliée à la nappe de la Craie via la zone épikarstique. La source du Hanneôt est une source de débordement en pied de plateau, située juste au bord de la plaine alluviale de la Seine. Connectée à la perte du Bébec, elle constitue une surface libre de la nappe de la Craie. Cette dernière, libre au niveau du plateau, devient semi-captive à captive sous les alluvions de la Seine. De fait, la source du Hanneôt constitue une surverse, presque un artésianisme, de la nappe de la Craie. Le forage est tubé dans les alluvions et crépiné dans la Craie. Les caractéristiques de cet ouvrage (Figure I. 7) sont les suivantes :

- Indice BRGM : 0098-4X-0089 ;
- Exploitant : SIAEP Saint-Maurice-d'Etelan ;
- Fermage : SADE (Compagnie Générale des EAUX / Vivendi) ;
- Coordonnées Lambert Nord : (478,548 ; 200,230 ; 5) ;
- Crépiné entre 26m et 33.5m, en diamètre 1000mm ; pompe 200 m³.h⁻¹ ;
- Coupe géologique :

0 à 1m	:	limons gris
1 à 17m	:	sables fins, gris, argileux
17 à 18,3m	:	galets de silex et Craie, sable,
18,3 à 24m	:	Craie grise molle
24 à 33,3m	:	Craie à silex, glauconie (Sénonien).

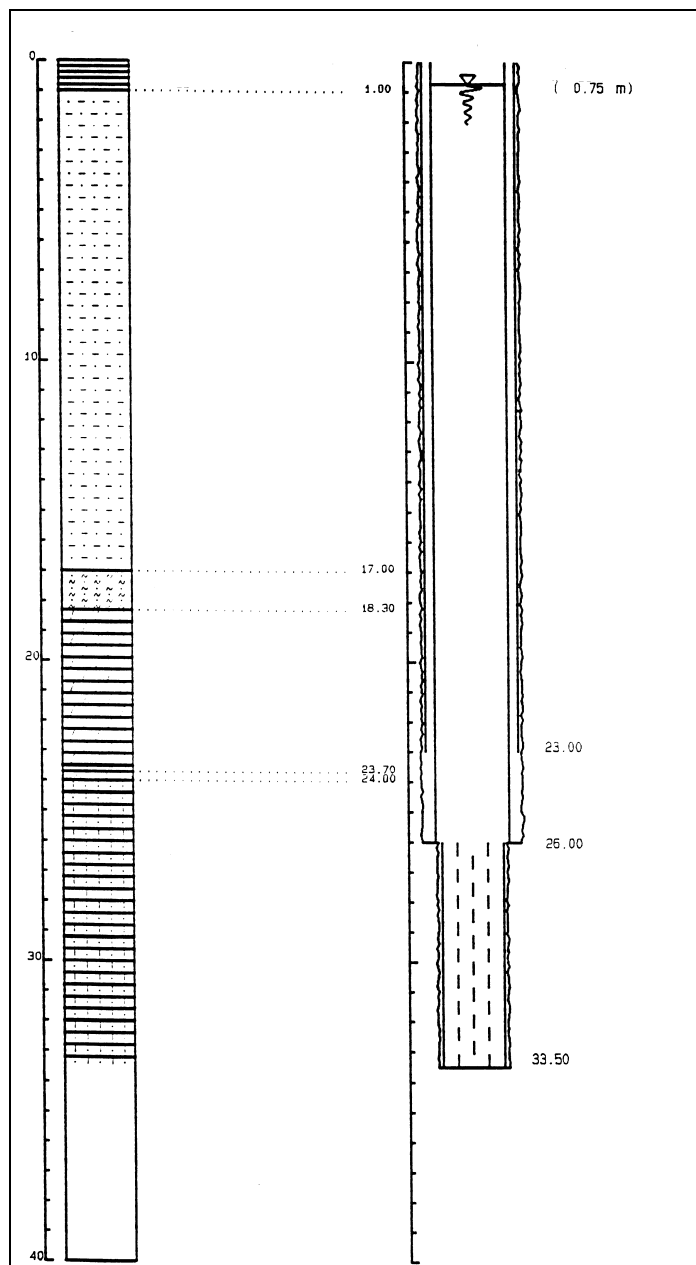


Figure I. 7 – Coupes lithologique et technique du forage de Saint Maurice d'Etelan.

Une cartographie des propriétés électriques des terrains de recouvrement dans la vallée a été réalisée au niveau du forage (Figure I. 8). Malheureusement, la position exacte du forage dans cette carte n'est pas idéale, juste en bordure Nord-Est de la zone : les sondages n'ont pu être poussés plus loin en raison de la présence d'une route bordant le secteur à l'Est. Les données mesurées ont été interprétées à partir d'une étude géophysique menée par le Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées (de Ragueneil *et al.*, 1965) donnant pour un grand nombre de lithologies la gamme de résistivité correspondante. La carte de résistivité montre ainsi que les terrains de recouvrement sont dans l'ensemble de nature relativement fine (résistivités faibles), et ce plus particulièrement au voisinage du champ captant.

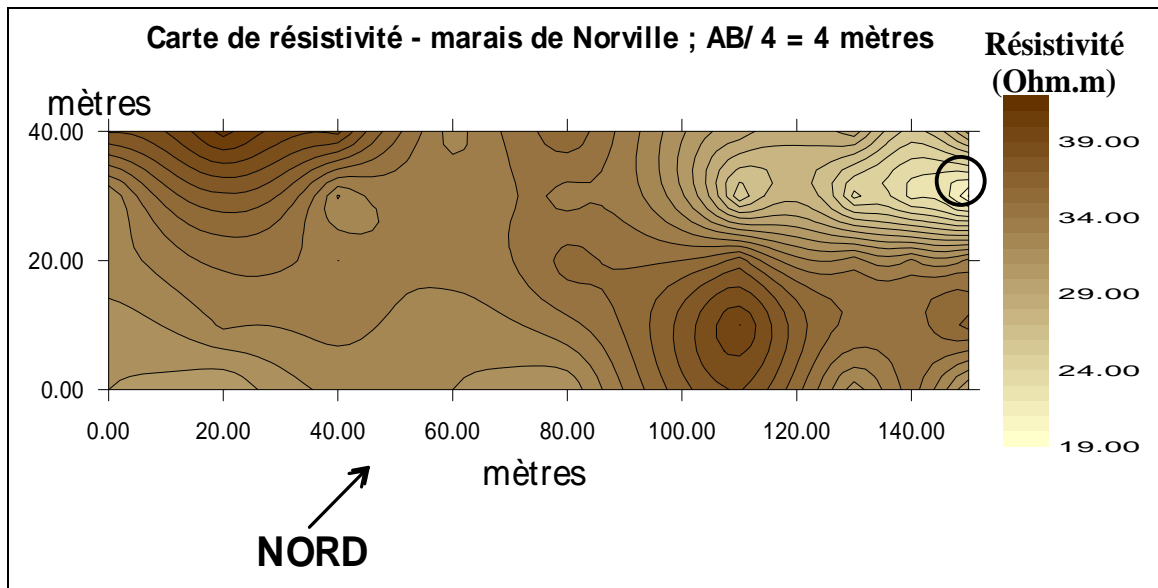


Figure I. 8 – Carte de résistivité des terrains de couverture dans le marais de Norville (O : position du forage).

3 Techniques analytiques

Le matériel utilisé comprend *i*) de l'instrumentation destinée à l'acquisition des données sur le terrain, *ii*) de l'instrumentation destinée aux mesures sur échantillons en laboratoire.

3.1 Equipement des sites

Des sondes multi-paramètres YSI modèle 6820, comportant chacune un capteur de turbidité, un capteur de conductivité/température, et un capteur de pression, permettent l'enregistrement de tous les paramètres mesurés. Les sondes sont étalonnées et calibrées à l'aide du logiciel de contrôle EcoWatch (YSI Inc.). Ces sondes, ne disposant ni d'alimentation ni de mémoire internes, ne sont pas autonomes. Elles sont donc systématiquement couplées à des échantillonneurs automatiques ISCO modèle 6700 servant d'une part au stockage des données et à l'alimentation des sondes, d'autre part aux échantillonnages. Un pluviomètre ISCO modèle 674, placé dans le champ captant au niveau du forage, est lui aussi relié à un échantillonneur 6700. Les valeurs de turbidité, température, conductivité et pluviométrie sont enregistrées selon un pas de temps que l'on a choisi égal à 15 mn, ce qui laisse une autonomie de stockage de l'ordre de 2 mois. Les données sont déchargées tous les mois à l'aide du logiciel Flowlink 3 (ISCO Inc.), qui permet de vérifier rapidement sur le terrain l'état des appareils et les enregistrements effectués. Les données sont ensuite converties au format *.csv, facilement utilisable avec un tableur, qui est utilisé pour le traitement et la mise en forme.

Les photos 4 à 8 montrent les installations des différents points de surveillance.



Photo I. 4 – Préleveur automatique et sonde multiparamètres au Bébec.



Photo I. 5 – Local technique et forage de Saint Maurice d'Etelan. Emplacement du pluviomètre.



Photo I. 6 – Préleveur automatique dans le local technique du forage de Saint Maurice d’Etelan.



Photo I. 7 – Mise en place de la sonde multiparamètres.



Photo I. 8 – Préleveur automatique à la source du Hannetôt (ancien captage).

3.2 Analyses en laboratoire

Une partie des analyses a été réalisée au Laboratoire de Géologie de l'Université de Rouen (UMR 6143 CNRS/Université de Rouen), une autre a été effectuée à l'Université de Caen (UMR 6143 CNRS/Université de Caen).

Les mesures réalisées à l'Université de Rouen concernent :

- les analyses microgranulométriques : elles sont effectuées à l'aide d'un compteur de particules Coulter Mutisizer II. 150 mL de l'échantillon à analyser sont mélangés 30 mL d'une solution électrolytique de NaCl à 30 g.L⁻¹, ce qui donne finalement une suspension à 5 % de NaCl. Toutes les mesures ont été réalisées avec une sonde d'ouverture 100 µm.
- l'observation des particules en suspension au Microscope Electronique à Balayage (MEB) : une partie des échantillons est filtrée sur des membranes à 0.45 µm qui sont ensuite métallisées pour l'observation au MEB (méthode d'observation basée sur les électrons secondaires, couverture Au-Pb, tension 20 kV).
- la détermination des concentrations en particules dans les échantillons : une seconde partie des échantillons est filtrée sur des filtres pré-pesés afin de déterminer les concentrations en particules en suspension dans l'échantillon. Ces valeurs sont corrélées avec les mesures de turbidité afin de vérifier la calibration des sondes par rapport à un turbidimètre de laboratoire Hach.

Les mesures effectuées à l'Université de Caen concernent les analyses géochimiques sur les sédiments présents à l'introduction à la perte du Bébec, mais plus particulièrement les analyses hydrogéochimiques.

Les éléments mesurés sont les espèces ioniques suivantes :

pour les eaux : Si, Mg²⁺, Ca²⁺, K⁺, Na⁺, Fe³⁺, Al³⁺, NH₄⁺, NO₃⁻, NO₂⁻, HCO₃⁻, PO₄³⁻, SO₄²⁻, Cl⁻ ;

pour les sédiments : SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, Na₂O, TiO₂, MgO, CaO, MnO.

PARTIE 2. HYDROLOGIE DE SURFACE : LE BASSIN
VERSANT SUPERFICIEL DU BEBEC

Introduction

L'objectif de la présente étude n'est pas de réaliser un modèle détaillé du fonctionnement hydrologique et des processus de transport sur le bassin versant du Bébec. En effet, certains paramètres importants pour contraindre très précisément le fonctionnement du bassin dans sa globalité ne sont pas disponibles (propriétés physiques et répartition précise des différents types de sols sur le plateau, données sur l'écoulement hypodermique, sur l'évapotranspiration, etc.). Une telle tâche représente à elle seule un travail considérable, qui peut faire l'objet d'un sujet de recherche à part entière.

Dans notre cas, la finalité du travail consiste à relier les observations effectuées à l'entrée du système souterrain (introduction de particules en suspension dans le karst par la perte du Bébec) avec celles réalisées à la sortie (source du Hannelet et forage AEP de Saint-Maurice d'Ételan), de manière à contraindre le fonctionnement hydrogéologique et surtout les propriétés de transport de l'aquifère karstique.

Cette partie d'hydrologie de surface sera par conséquent consacrée à la description des événements enregistrés à partir des mesures, à l'identification des processus observés, et à l'interprétation globale du fonctionnement du système superficiel que représente le bassin versant du Bébec. Nous utiliserons pour cela les données géomorphologiques générales, les enregistrements de crues effectués à l'exutoire du bassin ainsi que les précipitations, et les mesures de charge particulaire (turbidité).

I Données géomorphologiques

1 Cadre général

Le bassin versant du Bébec (i.e., le bassin versant de la perte) est situé entre la vallée de Lillebonne à l'Ouest et celle de Maulévrier à l'Est. Plus précisément, il est inclus dans un polygone délimité par Anquetierville au Nord, Triquerville au Sud-Ouest, Villequier à l'Est. La limite Sud est une limite naturelle, à savoir le front de falaise du plateau. L'altitude maximale sur le bassin est de 150 m, du côté d'Anquetierville, pour une altitude minimale de 76 m à la perte du Bébec (dénivellation de 66 m). Les sols du plateau, constitués de limons d'une épaisseur de l'ordre de 10 mètres, sont très sensibles à la battance, au tassement et à l'érosion, particulièrement au moment des semis de l'automne et en hiver. De plus, les passages fréquents d'engins agricoles contribuent au tassement des sols, favorisant ainsi les phénomènes de ruissellement.

Sur le plan morphologique, l'organisation est classique. Le bassin est parcouru par un thalweg principal et se divise en deux sous-bassins en amont. Cette morphologie est classique dans le Pays de Caux. Les parties amont et moyenne du bassin versant sont caractéristiques du plateau cauchois avec d'importantes surfaces cultivées parsemées de hameaux et de petits bourgs. Dans la partie médiane et aval, avec l'encaissement des thalwegs principaux, les versants périglaciaires, en pente raide et exposés au Sud sont systématiquement boisés.

2 Paramètres morphométriques

Le bassin versant du Bébec a une superficie de 8.6 km² (Figure II. 1). On peut également y remarquer la présence d'un interfluve qui divise le bassin versant en deux sous-bassins, de taille et de forme différentes. Le sous-bassin le plus à l'Ouest, que l'on appellera SB1, contient le ruisseau pérenne. Le sous-bassin Est (SB2) ne comporte que des drains temporaires et comporte une surface boisée plus importante. L'ensemble des paramètres morphométriques du bassin versant et de ses 2 sous-bassins sont présentés dans le Tableau II. 1, dans lequel figurent également les valeurs moyennes correspondantes pour le Pays de Caux.

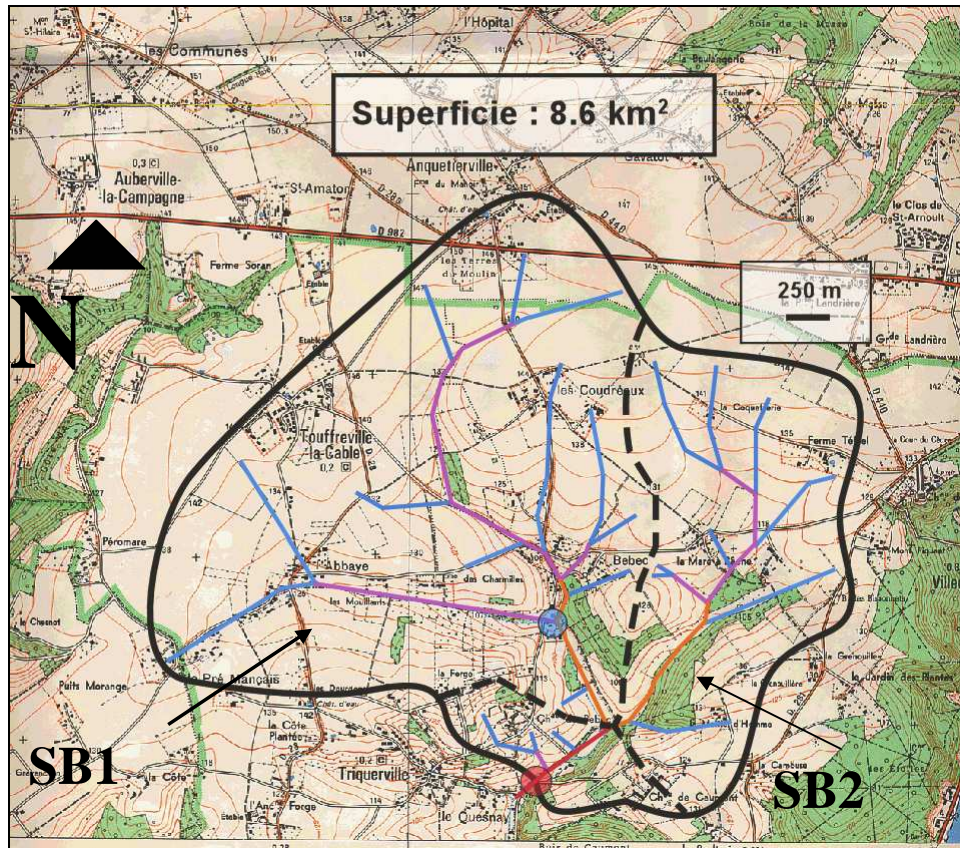


Figure II. 1 – Le bassin versant du Bébec et les sous-unités SB1 et SB2. Les thalwegs sont tracés sur le fond topographique IGN à 1/25000 de la carte topographique 1810 Est (Lillebonne).

Tableau II. 1 – Paramètres morphométriques du bassin versant du Bébec, des sous-bassins 1 et 2, et valeurs moyennes équivalentes pour l'ensemble du Pays de Caux. Légende :

A : Aire ; **F** : Fréquence de drainage ; **Nd** : Nombre de drains
Lb : Longueur du Bassin versant ; **D** : Densité de drainage ; **E** : Elongation
Ld : Longueur des drains ; **ΔH** : Dénivellation ; **Rh** : Pente moyenne

		BV Bébec	SB1	SB2	moyenne Caux
A (km²)		8.60	5.70	2.90	13.36
Lb (km)		3.30	3.40	2.60	5.88
Nombre de drains Nd	ordre 1	24	12	9.00	51
	ordre 2	5	3	2.00	12
	ordre 3	2	1	1.00	3
	ordre 4	1			
	Total	31	16	12	66
Longueur des drains Ld (km)	ordre 1	11.80	6.95	4.30	13.98
	ordre 2	4.70	3.59	1.06	5.47
	ordre 3	1.80	0.91	0.78	4.59
	ordre 4	0.29			
	Total	18.59	11.45	6.14	24.04
F (1/km²)		3.60	2.81	4.14	5.49
D (/km)		2.16	2.01	2.12	1.11
E (km)		1.00	0.79	0.74	0.73
ΔH (m)		75.00	60.10	64.00	78.40
Rh		22.73	17.68	24.62	14.05

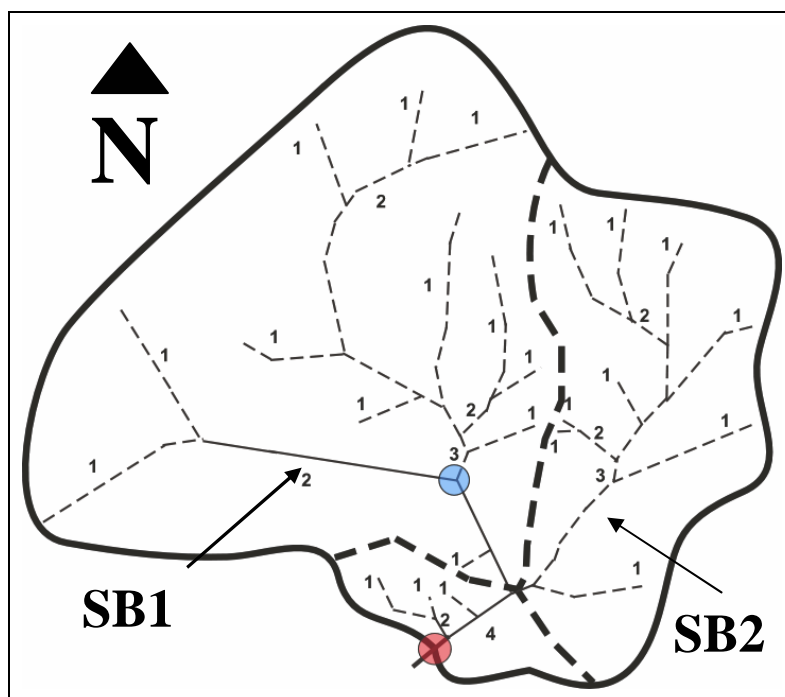


Figure II. 2 – Hiérarchisation des thalwegs sur le bassin versant du Bébec selon le modèle de Strahler (1964). Les cercles représentent respectivement la source (bleu) et la perte (rouge) du Bébec.

On peut également observer une troisième sous-unité en aval, qui correspondrait suivant ce découpage à un bassin d'ordre 4. Toutefois, la très faible superficie de ce sous-bassin ainsi que la faible importance de son drainage nous amènent à minimiser son effet dans le fonctionnement hydrologique global.

2.1 Bassin versant global

Sur l'ensemble du bassin, comme l'illustre la Figure II. 2, la hiérarchisation des thalwegs selon le modèle de Strahler (1964) montre que le drainage va jusqu'à l'ordre 4 (bassin versant d'ordre 4). D'un point de vue général, on dénombre 24 drains d'ordre 1, 5 drains d'ordre 2, 2 drains d'ordre 3, et 1 drain d'ordre 4 débouchant à la perte. Le Bébec, depuis la source des Mouillants jusqu'à la perte, est composé de deux segments, respectivement orientés Nord-Sud, et Est-Ouest, jusqu'à la perte. Ces deux segments sont des drains d'ordre 3 et 4, ayant respectivement des longueurs de 910 mètres et 290 mètres. La pente moyenne R_h du bassin est plus de 1.5 fois supérieure à la valeur moyenne de R_h pour l'ensemble du Pays de Caux (22.73 pour 14.05). De même, la densité de drainage D est deux fois supérieure à la moyenne calculée pour l'ensemble du Pays de Caux (2.16 km^{-1} contre 1.11 km^{-1} pour la moyenne du Pays de Caux).

Dans l'ensemble, le bassin versant du Bébec montre des caractéristiques géomorphologiques (forte pente, densité de drainage élevée) annonçant un comportement hydrologique très sensible aux fortes précipitations.

2.2 Sous-bassins

Un interfluve sépare le bassin en deux sous-unités d'ordre 3, notées SB1 (sous-bassin Ouest) et SB2 (sous-bassin Est). La pente R_h pour SB2 (24.6) est sensiblement supérieure à celle de SB1 (17.7). La fréquence de drainage y est également plus élevée ($F=4.14 \text{ km}^2$ pour SB2, $F=2.81 \text{ km}^2$ pour SB1). En revanche, les densités de drainage (longueur rapportée à la surface du bassin) sont équivalentes pour les deux sous-bassins : dans SB2, les drains sont en moyenne – proportionnellement à la surface – plus courts que pour SB1.

Les sous-unités SB1 et SB2 du bassin versant principal montrent des caractéristiques morphologiques différentes. Nous verrons plus loin de quelle manière et en fonction de quels paramètres la géomorphologie globale du bassin peut influencer la réponse hydrologique.

La mise en charge de l'ensemble du bassin versant, à la faveur d'importants phénomènes de ruissellement, provoquerait le branchement des nombreux drains sur le drain principal, qui constitue le lit du courant pérenne. Ces observations d'ordre purement morphologique laissent supposer l'apparition de crues soudaines, de grande amplitude. On conçoit donc facilement qu'un ruissellement généralisé sur le bassin soit susceptible d'induire à l'exutoire des débits sans commune mesure avec le débit de base du Bébec. La morphologie du bassin versant du Bébec indique un bassin très réactif au ruissellement, pouvant quasiment donner au Bébec un caractère de rivière éphémère lors des périodes de précipitations intenses. Les problèmes d'inondation relativement fréquents dans les zones situées en aval de la perte en sont l'illustration.

II Approche du fonctionnement hydrologique du bassin versant du Bébec

Le Bébec est le seul courant permanent sur le bassin, mais lors des périodes de forte pluie, la plupart des drains temporaires qui l'alimentent sont actifs : dans pareils cas, les précipitations peuvent être considérées comme homogènes sur l'ensemble du bassin, approximation raisonnable compte-tenu de sa faible superficie.

1 Précipitations et ruissellement

1.1 Précipitations

L'année hydrologique 2000 a été marquée par des précipitations particulièrement abondantes. En Haute-Normandie, les précipitations moyennes annuelles sont habituellement de l'ordre de 700 mm. En incluant la tempête du mois de décembre 1999, le cumul de précipitations a atteint une valeur de presque 1300 mm, entre le 20/12/99 et le 03/01/01 (Figure II. 3). Ne disposant pas de pluviomètre sur le site de Norville avant le mois d'avril 2000, les données utilisées pour la pluie cumulée sur l'année 2000 sont celles obtenues

d'après les enregistrements du pluviomètre de la station de traitement des eaux de Radicatel, située à une dizaine de kilomètres du site de Norville, toujours en bordure de Seine. Les pluviométries **totales annuelles** sur ces deux sites peu éloignés et de situations géomorphologiques voisines (bord de Seine) peuvent raisonnablement être considérées comme équivalentes.

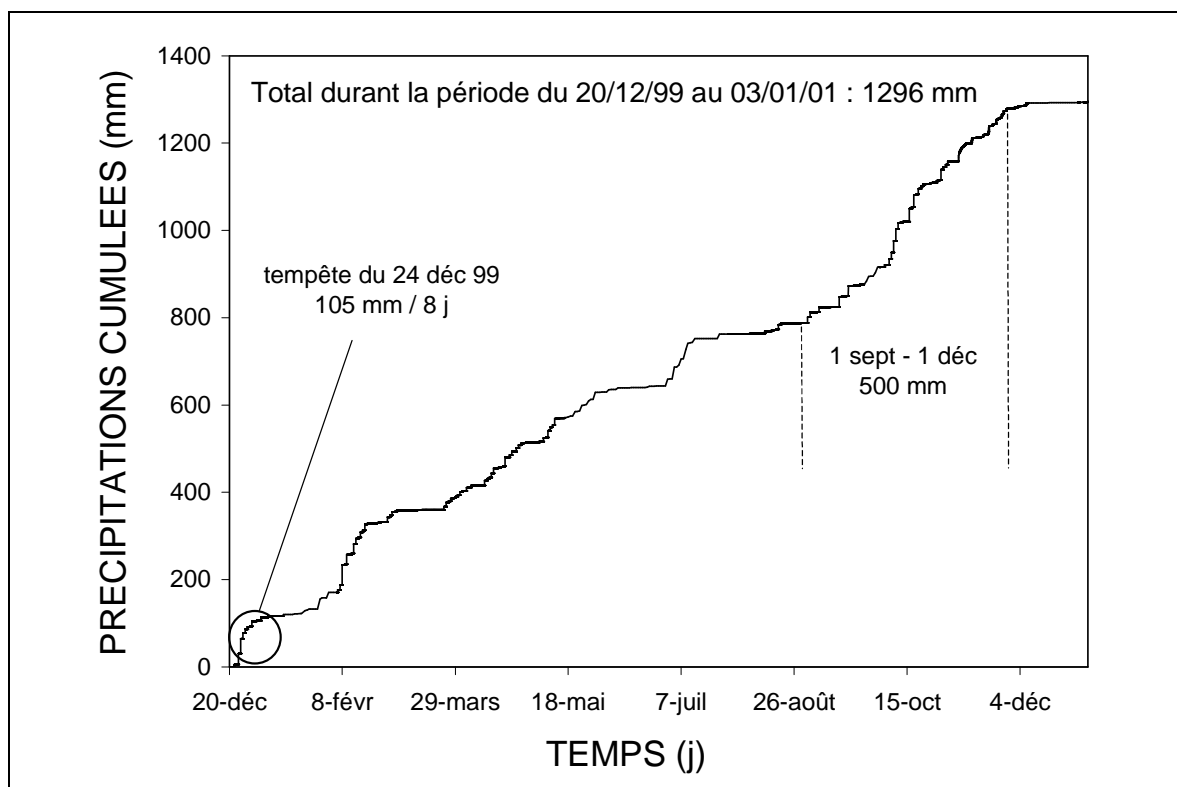


Figure II. 3 – Précipitations cumulées durant la période du 20 décembre 1999 au 3 janvier 2001.

1.2 Débits

A Appareillage et méthodes de mesure

Une section du ruisseau Bébec a été aménagée pour l'implantation des appareils de mesure. Le débit est mesuré avec un débitmètre à effet Doppler de marque ISCO modèle 4150. Cet appareillage consiste en un capteur hauteur-vitesse qui calcule un débit en fonction d'une section préalablement paramétrée. La section choisie mesure 1.10 m de largeur. Elle est rectiligne sur une dizaine de mètres, condition nécessaire à une mesure correcte de la vitesse : le capteur de vitesse émet un faisceau d'ultrasons et mesure la fréquence de l'onde réfléchi par les matériaux transportés par le courant (particules, colloïdes, bulles d'air, débris végétaux...). La variation de la fréquence (différence entre la fréquence du signal émis et celle du signal reçu) permet de déterminer la vitesse du courant. La valeur mesurée est une vitesse moyenne sur l'ensemble de la section.

Ce type d'appareillage est à la base prévu pour des mesures dans des canalisations et autres sections d'écoulement artificielles. De fait, en milieu naturel, le capteur de vitesse est très sensible aux

perturbations de toutes sortes (feuilles, cailloux, branches accumulés devant le capteur, mais aussi micro-tourbillons, etc.), c'est pourquoi nous avons plutôt opté pour une utilisation systématique de la hauteur d'eau : une courbe de tarage a ainsi été obtenue à partir des données de hauteur et des débits les plus fiables enregistrés (Figure II. 4). Le nuage de points est très bien représenté par une loi puissance, avec un coefficient de détermination R^2 supérieur à 0.95.

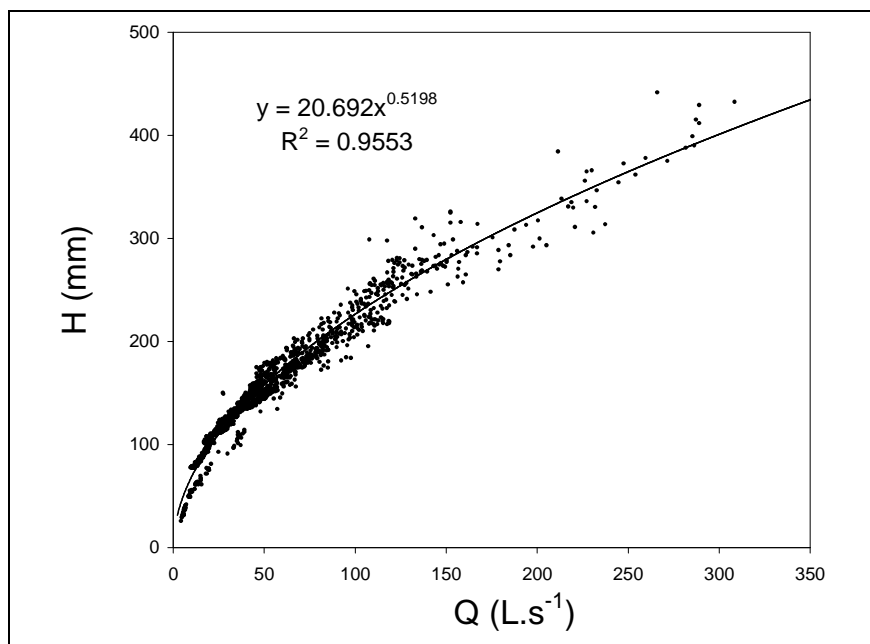


Figure II. 4 – Courbe de tarage pour le ruisseau Bébec.

Par souci d'homogénéisation des données, toutes les valeurs de débit ont été recalculées à partir de la courbe de tarage.

B Variabilité du débit du Bébec

Lors des périodes de forte pluie, la plupart des drains temporaires du bassin sont actifs et finissent par alimenter le ruisseau. De fait, d'une manière générale, le débit du Bébec est très variable, de 3 L.s^{-1} en été (hors crue) à plus de $1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ lors des crues hivernales exceptionnelles. Dans des conditions d'étiage ou lors de faibles crues, l'intégralité des eaux du Bébec est engouffrée à la perte (Photo II. 1, Photo II. 2), alimentant alors l'aquifère crayeux karstique. Lors de très fortes crues ou de longues périodes de pluie, la perte sature : lorsque le débit maximal admissible est atteint, la perte déborde (Photo II. 3), alimentant une ravine, ruisseau temporaire qui suit son cours jusque vers la Seine.

Du 20 au 28 novembre 2000, une période de précipitations intenses a induit d'importants phénomènes de ruissellement sur le bassin dans son intégralité (photos 3 et 4), excepté pour l'épisode pluvieux du 21 novembre, pour lequel le sous-bassin 2 n'était pas affecté par le ruissellement.



Photo II. 1 – Perte du Bébec (11 avril 2000). La perte se présente sous la forme d'une béttoire (\approx doline), zone d'engouffrement subcirculaire située à la fin du ruisseau.



Photo II. 2– Fond de la perte du Bébec (11 avril 2000). L'eau s'engouffre par un puits absorbant (embut).



Photo II. 3 – Perte du Bébec en fin de débordement (28 mars 2001). Le débit de saturation est atteint et l'embut n'est plus suffisant pour absorber l'intégralité des eaux de ruissellement du bassin.

2 Caractérisation du comportement hydrologique du bassin par modèle global

2.1 Théorie des systèmes hydrologiques linéaires

L'analyse des crues par modèle global repose sur la théorie de l'hydrogramme unitaire Sherman (1932) et sur l'hypothèse de linéarité du système que constitue le bassin versant. L'hydrogramme unitaire est défini comme l'hydrogramme de ruissellement pur (ou DRH, pour *Direct Runoff Hydrograph*) induit par une pluie excédentaire (i.e. induisant un ruissellement) de hauteur unité, c'est-à-dire de 1 cm, ou bien 1 mm (pour le cas d'un petit bassin versant), et d'une durée donnée Δt . Le DRH correspond au débit de crue auquel le débit de base du cours d'eau est soustrait. Le concept de l'hydrogramme unitaire (modèle global) est basé sur l'hypothèse de linéarité du système que représente le bassin versant. Cette approximation est valable dans beaucoup de cas. L'hydrogramme de ruissellement pur peut être calculé en utilisant les principes de proportionnalité et de superposition. En d'autres termes, i) si Q est la réponse à une pluie excédentaire d'intensité I , ($Q = f(I)$), alors une pluie excédentaire d'intensité $k \cdot I$ donne une réponse $Q' = f(k \cdot I) = k \cdot f(I) = k \cdot Q$ (principe de proportionnalité), ii) si Q est la réponse à deux phases de pluie excédentaire d'intensités I_1 et I_2 , alors $Q = f(I_1 + I_2) = f(I_1) + f(I_2)$ (principe de superposition). Pour pouvoir utiliser le modèle global linéaire, on admet que :

- la pluie excédentaire a une intensité constante pendant la durée Δt du pas d'échantillonnage choisi ;
- les précipitations sont homogènes sur le bassin versant ;
- le temps de base du DRH est constant pour une pluie d'intensité donnée ;
- l'hydrogramme résultant d'une pluie excédentaire donnée est représentatif des caractéristiques intrinsèques (comme les caractéristiques morphologiques) du bassin versant considéré.

2.2 Principe

Le bassin versant est assimilé à un S.L.I.T. (Système Linéaire Invariant par Translation). Tout S.L.I.T. est caractérisé par sa réponse impulsionnelle, qui est le signal de sortie obtenu en réponse à un signal d'entrée correspondant à un dirac (fonction notée $\delta(t)$, avec $\delta(t)=1$ à $t=0$, et $\delta(t)=0 \forall t \neq 0$). Dans le cas d'un système hydrologique, l'impulsion instantanée d'entrée est une pluie unitaire (1 mm) homogène sur l'ensemble du bassin, de durée infinitésimale $d\tau$, qui crée une lame de ruissellement uniforme sur le bassin de 1 mm. La réponse du bassin à cette pluie unitaire instantanée est sa réponse impulsionnelle, appelée *hydrogramme unitaire instantané* ou IUH. En domaine temporel continu, la réponse impulsionnelle permet de connaître à tout instant le débit à l'exutoire en fonction de l'intensité des précipitations excédentaires, à partir de l'expression suivante :

$$Q(t) = \int_0^t I(\tau) u(t - \tau) d\tau \quad (\text{II.1})$$

où $Q(t)$ est le signal de sortie (débit à l'exutoire), $I(\tau)$ le signal d'entrée (précipitations), et $u(t - \tau)$ la réponse impulsionnelle du système, c'est-à-dire l'IUH. L'intégrale (II.1) est appelée *intégrale de convolution* en domaine temporel continu. Puisqu'il ne dépend pas de l'intensité de la pluie excédentaire, l'IUH est représentatif des caractéristiques physiographiques du bassin, c'est-à-dire de la géomorphologie. Cette notion est conceptuelle, et n'a aucune réalité physique dans le cas d'un bassin versant soumis à une pluie de durée donnée, suffisante pour provoquer le ruissellement pur.

Dans la réalité des mesures, l'échantillonnage et l'acquisition des données sont effectués suivant un pas de temps défini. Ce pas de temps, bien que choisi par l'opérateur (ou imposé par l'appareillage) est le plus petit possible pour permettre la meilleure précision, et place donc les données dans le domaine temporel discret, d'où la nécessité de discrétiser l'intégrale (II.1). Ainsi, dans le domaine temporel discret (mesures et/ou échantillonnages suivant un pas de temps Δt), cette intégrale s'exprime de la façon suivante :

$$Q_n = \sum_{m=1}^{n \leq M} P_m U_{n-m+1} \quad (\text{II.2})$$

qui est l'*équation de convolution discrète*, où n est le $n^{\text{ième}}$ intervalle de temps Δt pour le débit à l'exutoire Q (signal de sortie), m est le $m^{\text{ième}}$ intervalle de temps Δt pour les précipitations P (signal d'entrée), et M est le

nombre d'impulsions de durée Δt du signal d'entrée. U est l'hydrogramme unitaire pour un intervalle de temps Δt , c'est-à-dire le DRH correspondant à une pluie unitaire (1 mm) homogène sur le bassin versant. Il correspond à la *fonction de transfert* du système.

2.3 Application à la crue du 23 novembre 2000

A Choix de l'épisode

Les crues enregistrées sont quasi-systématiquement complexes, les phases de précipitation étant le plus souvent pluri-modales. Pour des raisons d'homogénéité des précipitations sur le bassin, les épisodes les plus forts sont retenus. L'événement du 23 novembre 2000 (Figure II. 5) a été choisi pour le calcul de l'hydrogramme unitaire à ½ heure.

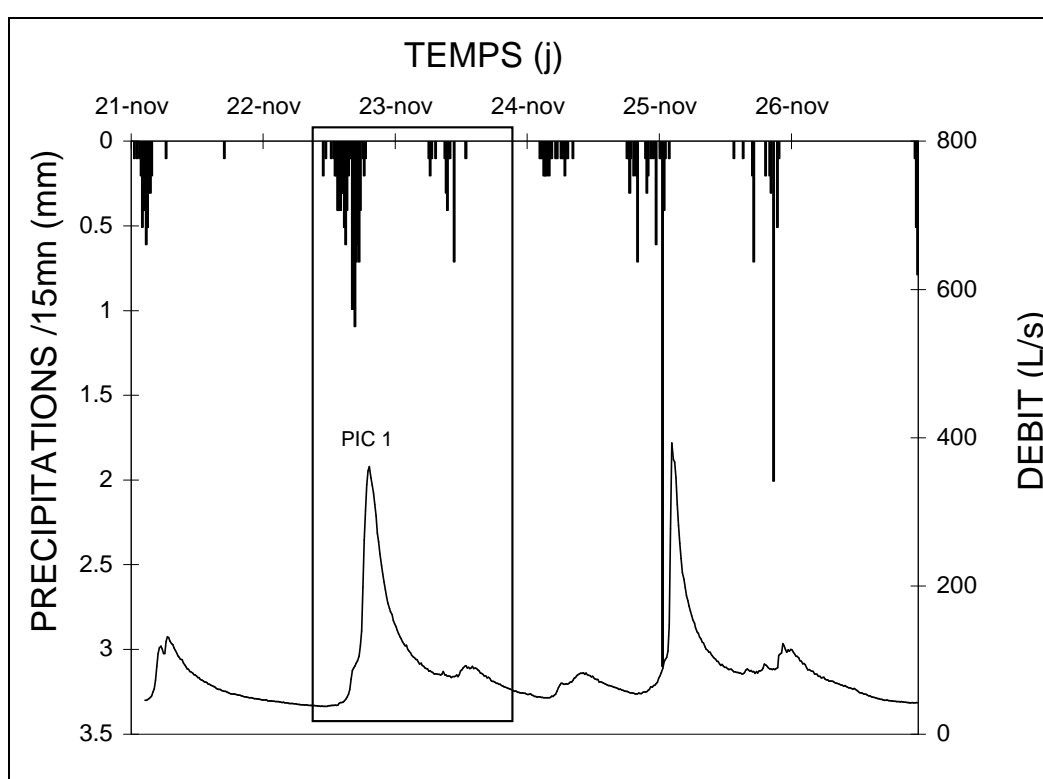


Figure II. 5 – Événements de la dernière semaine du mois de novembre 2000. Dans le cadre, la crue du 23 novembre est l'épisode choisi pour la détermination de l'hydrogramme unitaire.

Cet épisode a été sélectionné en raison, d'une part, de la hauteur et de la durée totale de la pluie (10.2 mm en 6 h, environ), et d'autre part, de la période hydrologique. Cette dernière (novembre) correspond en effet à la période de l'année où l'état des sols est le plus favorable au ruissellement (cf. § I/1), et pendant laquelle l'évapotranspiration est limitée. L'épisode considéré est en outre précédé par une phase de précipitations. Bien qu'insuffisante pour produire un ruissellement généralisé sur le bassin, cette phase de précipitations permet néanmoins de diminuer la capacité d'absorption moyenne du sol, et favorise le ruissellement pour les événements ultérieurs.

B Calcul de l'hydrogramme unitaire à ½ heure HU_{0.5}

Le calcul s'effectue en 2 étapes, à savoir i) la détermination de l'hydrogramme de ruissellement pur (DRH) et de la pluie excédentaire correspondante, et ii) le calcul proprement dit de l'hydrogramme unitaire par la méthode des moindres carrés.

B.1 Détermination de l'hydrogramme de ruissellement pur (DRH) et de la pluie excédentaire correspondante

La méthode utilisée pour l'identification de la pluie excédentaire est celle de l'indice Φ (*indice d'infiltration*, ou encore *capacité d'absorption moyenne CAM*), illustrée en Figure II. 6 :

1. Un débit de base constant est estimé d'après les données mesurées, identifiant ainsi le ruissellement pur ;
2. le volume de précipitations (hauteur \times surface du bassin versant) correspondant au ruissellement pur est déduit du hyétogramme des pluies, donnant la valeur de l'indice d'infiltration Φ (mm/h).

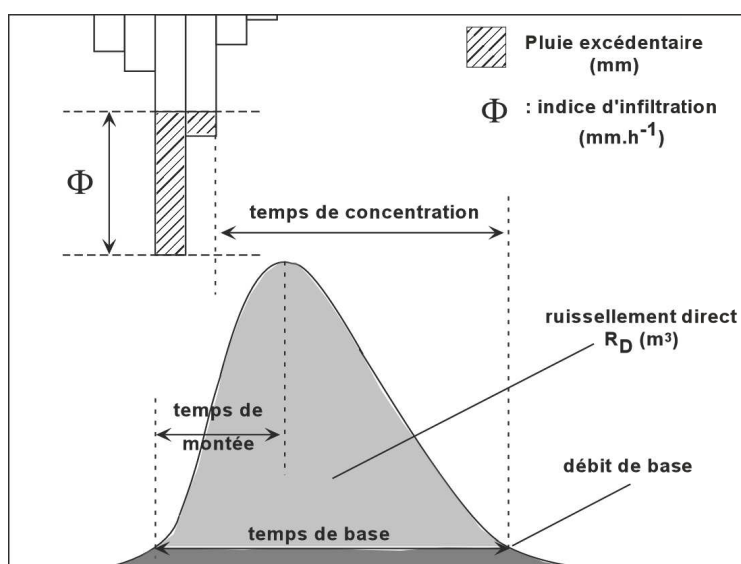


Figure II. 6 – Méthode de séparation des débits, détermination de la pluie excédentaire et de l'indice d'infiltration Φ .

B.2 Calcul de l'hydrogramme unitaire à ½ heure

La méthode de calcul utilisée ici est une méthode de déconvolution directe, détaillée dans Chow *et al.* (1988). Le DRH $[\hat{Q}]$ obtenu par calcul matriciel est ajusté par un algorithme de moindres carrés au DRH $[Q]$ observé. L'équation de convolution discrète (II.2) peut être écrite sous la forme matricielle :

$$\begin{bmatrix} P_1 & 0 & 0 & \cdot & \cdot & 0 & 0 & 0 & 0 \\ P_2 & P_1 & 0 & \cdot & \cdot & 0 & 0 & 0 & 0 \\ P_3 & P_2 & P_1 & \cdot & \cdot & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \cdot & & & & & \cdot & \cdot & \cdot & \\ P_M & P_{M-1} & P_{M-2} & & & P_1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & P_M & P_{M-1} & & & P_2 & P_1 & 0 & 0 \\ \cdot & & & & & & & & \\ 0 & 0 & 0 & & & & P_M & P_{M-1} & \\ 0 & 0 & 0 & \cdot & \cdot & 0 & 0 & 0 & P_M \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ U_{N-M+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Q_1 \\ Q_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ Q_M \\ Q_{M+1} \\ \cdot \\ Q_{N-1} \\ Q_N \end{bmatrix} \quad (\text{II.3})$$

ou plus simplement :

$$[P] = [U] \cdot [Q] \quad (\text{II.4})$$

En général, on ne peut pas trouver $[U]$ qui satisfait exactement à l'équation (II.4). Si $[U]$ est une solution de l'équation :

$$[P] = [U] \cdot [\hat{Q}] \quad (\text{II.5})$$

où $[\hat{Q}]$ est un estimateur de $[Q]$, alors la méthode consiste à chercher $[U]$ qui minimise l'erreur $[Q] - [\hat{Q}]$ en ajustant $[\hat{Q}]$ à $[Q]$ par la méthode des moindres carrés.

Les paramètres de la crue utilisée pour le calcul sont présentés dans le Tableau II. 2. Le Tableau II. 3 présente les valeurs de l'hydrogramme unitaire à ½ heure $HU_{0,5}$, tracé en Figure II. 7.

Tableau II. 2 – Paramètres de la crue du 23/11/2000 (pic 1).

T_B (h)	T_M (h)	T_C (h)	T_R (h)	Q_{base} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	Q_{max} ($m^3 \cdot s^{-1}$)	R_D (m^3)	P_{cum} (mm)	P_{exc} (mm)	ϕ ($mm \cdot h^{-1}$)
13.5	2.5	13	7	0.084	0.35	4.26×10^3	10.3	0.53	1.58

Tableau II. 3 – Paramètres de l'hydrogramme unitaire $HU_{0,5}$.

T_B (h)	T_M (h)	Q_{max} ($m^3 \cdot s^{-1}$)
12	3	0.54

T_B : temps de base (durée du ruissellement pour l'hydrogramme unitaire); T_M : temps de montée; T_C : temps de concentration du bassin; Q_{base} : débit de base ; Q_{max} : débit de pointe ; R_D : ruissellement pur (ou

ruissellement direct) ; P_{cum} : précipitations totales durant l'événement ; P_{exc} : précipitations excédentaires (provoquant du ruissellement direct) ; ϕ : indice d'infiltration.

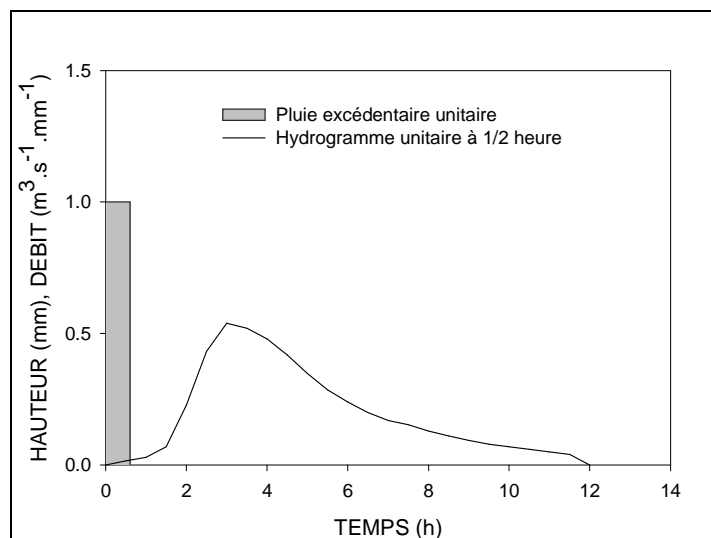


Figure II. 7 – Hydrogramme unitaire à 1/2 heure $HU_{0,5}$ calculé par déconvolution (modèle global).

3 Utilisation d'un automate cellulaire pour la modélisation du ruissellement

Développé par Langlois (2000), un modèle surfacique de prévision du ruissellement (RuiCell) a pour objectif de fournir une alternative aux modèles globaux décrits plus haut. Ce type de modèle a également été développé dans d'autres contextes (D'Ambrosio *et al.*, 2001; Mita *et al.*, 2001). L'automate cellulaire est constitué de cellules de forme et même de « dimensionnalité » (dimension spatiale : ponctuelle, linéaire ou surfacique) variables dont les liens traduisent la structure morphologique de la surface. Il est conçu à partir d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain) d'une précision horizontale (maillage) de 75 mètres, dont la surface est modélisée par la méthode des éléments finis. Le maillage en éléments finis permet de disposer d'une interpolation continue entre les points du MNT. Ainsi on peut représenter en tout point $P(x, y)$ de l'espace (du bassin), et de manière continue, son altitude z_p , son vecteur normal à la surface \vec{U}_p , permettant ainsi de calculer toute grandeur liée à la forme locale du terrain (pente, exposition, vecteur d'écoulement, puis surfaces, volumes, débits, etc.).

Actuellement, ce modèle ne prend pas en compte les effets de l'absorption du sol, mais permet :

1. d'identifier les lignes d'écoulements préférentielles, et donc de visualiser les zones à fort ruissellement ;
2. de calculer une courbe des surfaces cumulées soumises au ruissellement (appelées *surfaces ruisselantes*) ;
3. d'obtenir un hydrogramme de crue en réponse à une pluie **excédentaire** homogène sur le bassin considéré et d'intensité choisie par l'utilisateur.

L'automate cellulaire n'est donc pas adapté à la modélisation quantitative du fonctionnement hydrologique des bassins, mais permet de prévoir, en fonction de la géomorphologie (topographie), les trajets préférentiels

de ruissellement. Les aménagements réalisés sur un bassin ne sont pas pris en compte (routes, parcelles drainées, pertes et bétoires...). Néanmoins, le modèle reste adapté à la détermination de l'hydrogramme unitaire au pas de temps Δt choisi par l'utilisateur : l'automate cellulaire permet en effet de déterminer l'hydrogramme correspondant à une pluie de hauteur donnée homogène sur le bassin, pendant une durée laissée au choix de l'opérateur. Cette pluie crée alors une lame de ruissellement de hauteur équivalente et donne l'hydrogramme correspondant à l'exutoire. Par conséquent, si on choisit d'appliquer une pluie unitaire ($H = 1 \text{ mm}$), pendant une durée Δt , l'hydrogramme correspondant sera alors l' $HU_{0,5}$ du bassin versant.

4 Application au bassin versant du Bébec

4.1 Prévion du ruissellement

Le bassin versant est isolé à partir du MNT et discrétisé selon un maillage n éléments finis (Figure II. 8). Les courbes de niveaux superposées au MNT ont une équidistance de 5 mètres pour les courbes jaunes, et de 25 mètres pour les courbes oranges.

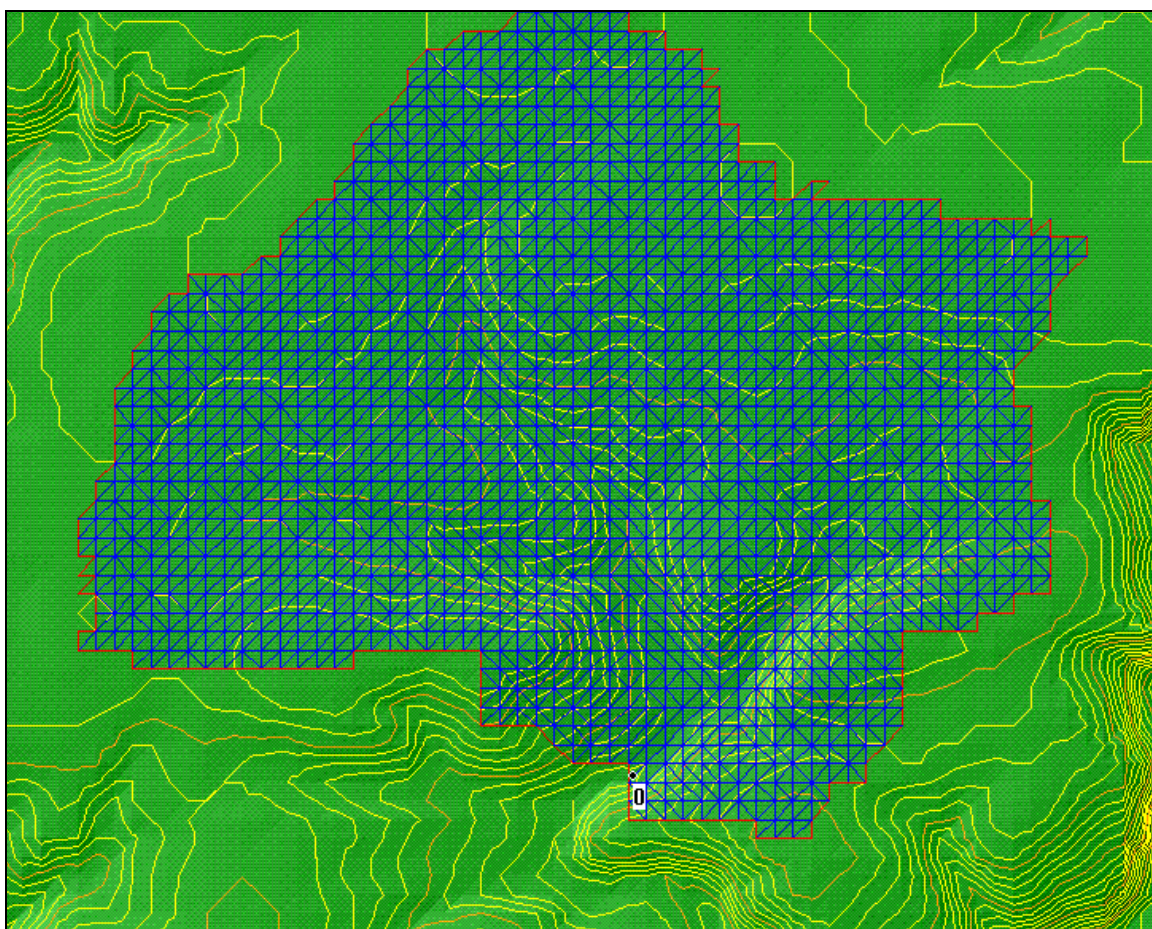


Figure II. 8 – Discrétisation du MNT par éléments finis. Le maillage comprend 3032 triangles (demi-carré de 75m de côté = 2812,5 m²).

Le modèle calcule ensuite la surface amont de chaque cellule. Le moteur cellulaire nécessaire à ce calcul est très simple : il suffit à chaque itération de l'automate, de cumuler les surfaces « entrantes » (c'est-à-dire des cellules immédiatement en amont). Lorsque le phénomène est stabilisé (stationnaire), chaque triangle contient la somme des aires de toutes les cellules situées en amont. On obtient ainsi un graphe des surfaces ruisselantes (Figure II. 9), sur lequel sont visibles les zones qui prennent en compte le plus de surface de ruissellement (vert : surface ruisselante cumulée faible ; marron : surface ruisselante cumulée forte).

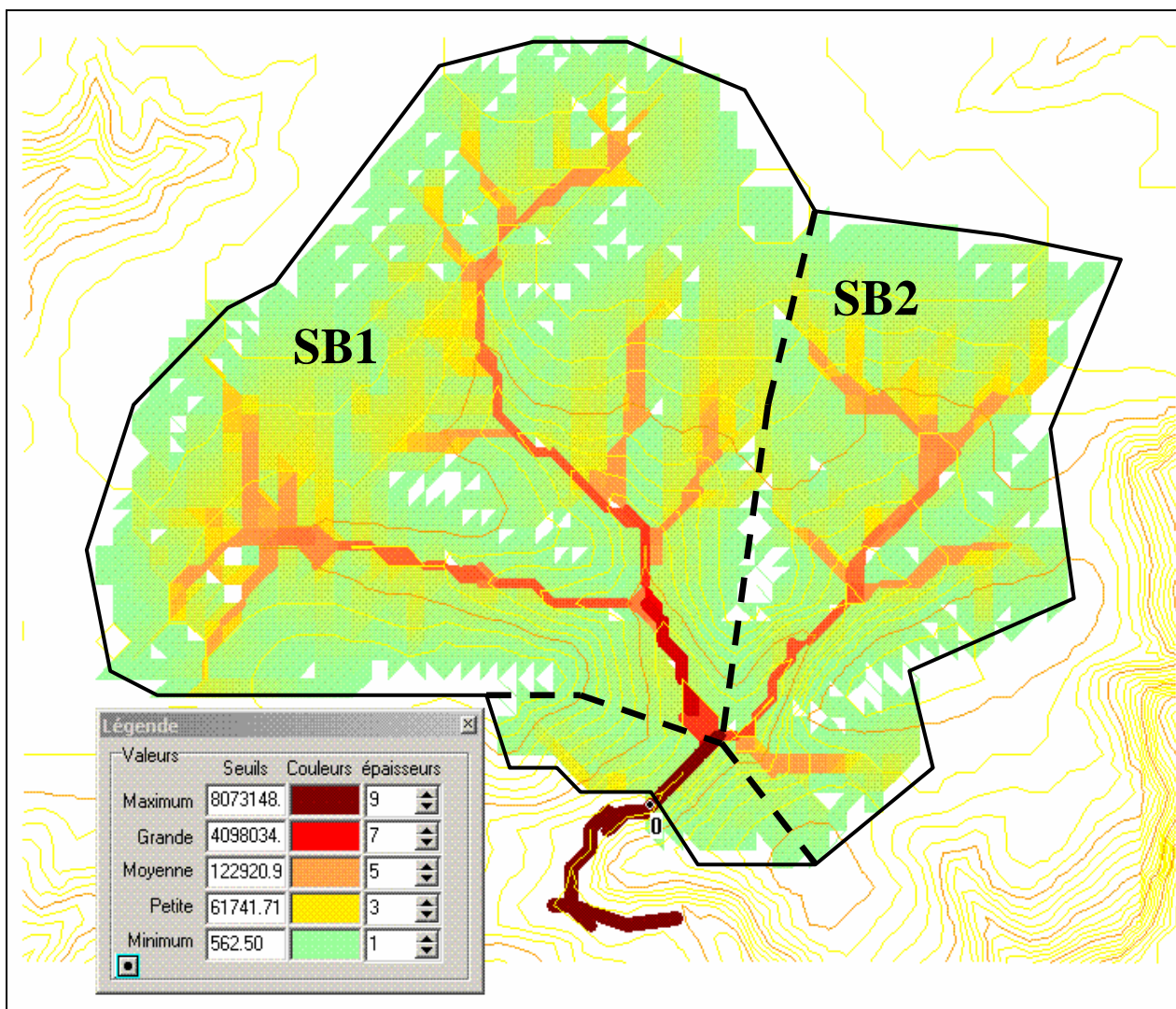


Figure II. 9 – Graphe des surfaces ruisselantes. L'intensité du ruissellement est représentée par des couleurs allant du vert clair (ruissellement minimum) au marron (ruissellement maximum).

Physiquement, le graphe de ruissellement illustre donc, pour chaque triangle, la contribution de la surface cumulée des triangles amont, surface dont il représente l'exutoire. Rappelons que dans le modèle, toutes les surfaces sont affectées par du ruissellement pur (pas d'infiltration). Le graphe peut être comparé à la hiérarchisation des thalwegs déterminée suivant le modèle de Strahler (1964),

représenté par la figure 2. On constate ainsi une bonne correspondance entre les deux représentations (Figure II. 10).

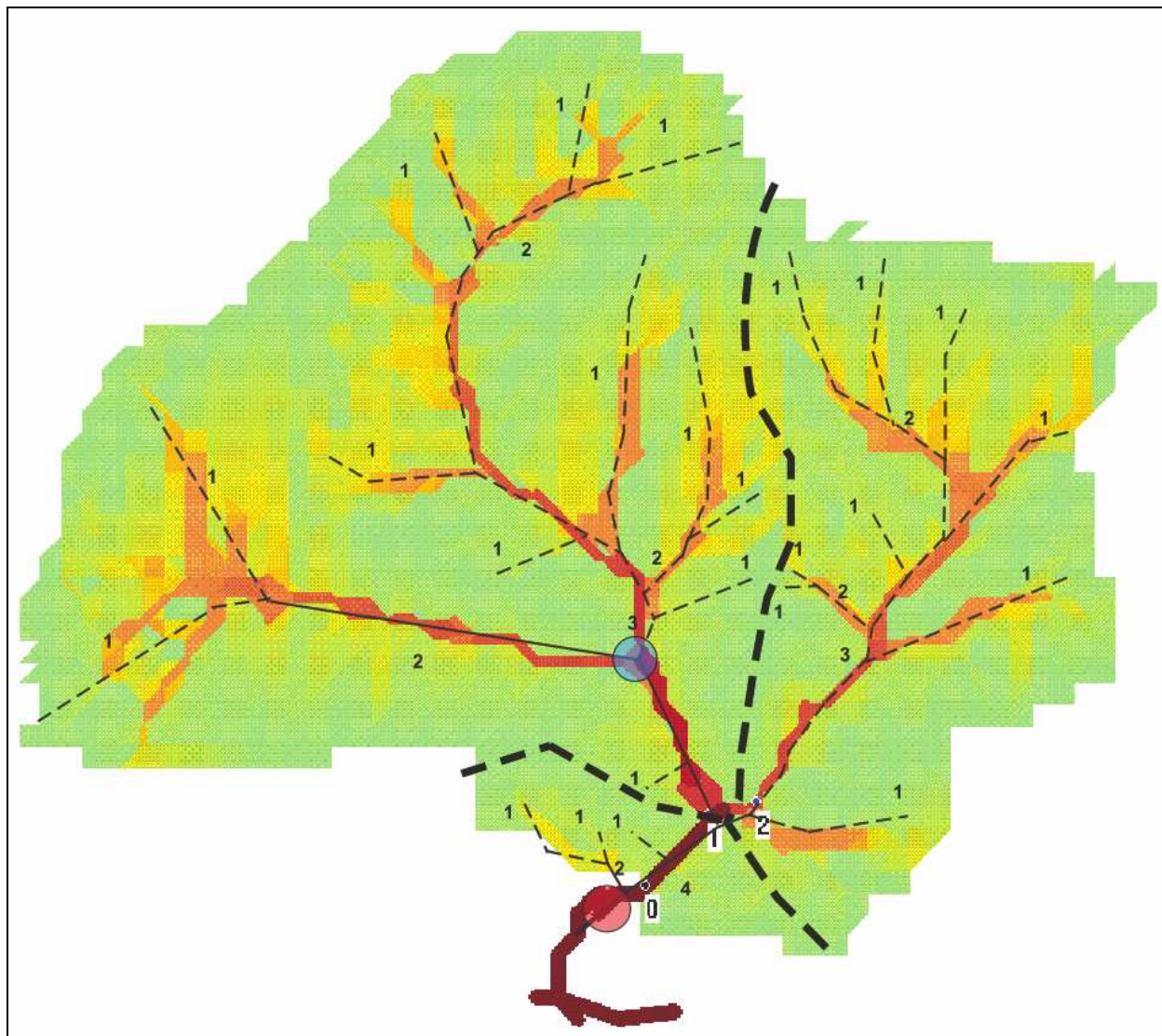


Figure II. 10 – Superposition du graphe de ruissellement avec la hiérarchisation des thalwegs illustrée en figure 2.

Nous retrouvons les thalwegs principaux comme axes préférentiels d'écoulement lorsque la totalité de la surface du bassin est soumise au drainage. Le graphe de ruissellement, obtenu à partir du MNT (maille de 75 m) est bien évidemment plus précis que la détermination manuelle des ordres de Strahler effectuée à partir d'une carte en courbe de niveau au 1:25000. Cette approche, quantitative sur le plan géomorphologique, reste qualitative du point de vue hydrologique : à ce stade, RuiCell permet de visualiser les lignes d'écoulement en fonction de la morphologie du bassin, mais ne fournit pas d'informations sur les flux associés. Le stade suivant consiste donc à simuler une pluie d'intensité choisie et de répartition homogène sur le bassin versant, provoquant le ruissellement d'une lame d'eau de même hauteur.

4.2 Hydrogramme unitaire

Afin d'effectuer un premier calage du modèle avec des données hydrologiques, nous simulons l'effet d'une pluie excédentaire de 1 mm sur le bassin. Le point d'observation pour le calcul du débit est noté © sur les figures 9 et 10. Ce point correspond à la perte du Bébec, exutoire du bassin versant. La figure 11 montre une comparaison de l'hydrogramme unitaire obtenu avec l'automate, HU_{AC} à l'hydrogramme unitaire $HU_{0.5}$ calculé à partir de la crue du 23 novembre 2000. Les paramètres de l'hydrogramme donné par RuiCell sont présentés dans le tableau 3. Il a été vérifié que la lame d'eau ruisselée équivalente vaut bien 1 mm. Les temps de montée et temps de base sont sensiblement équivalents. Les débits unitaires de pointe sont relativement proches (0.66 et $0.54 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$). On remarque également une différence assez prononcée dans l'allure des courbes, notamment au début du temps de montée et pendant la décrue, plus rapide pour l'hydrogramme calculé d'après l'automate. D'une manière générale, l'hydrogramme $HU_{0.5}$ apparaît légèrement écrêté, et sa décrue est plus lente. Ceci est vraisemblablement dû au fait que l'hydrogramme unitaire HU_{AC} est obtenu en ne considérant que la morphologie du bassin (variations de la topographie). Ainsi, d'importants paramètres susceptibles d'influencer le drainage du bassin ne sont pas pris en compte : drainage artificiel de certaines parcelles, effets de la voirie et autres aménagements. Le développement de l'automate cellulaire RuiCell est actuellement en cours pour pallier cette déficience.

Inversement, l'utilisation du modèle global pour le calcul de l'hydrogramme unitaire fournit des résultats plus qu'acceptables dans beaucoup de cas, mais reste tout de même une méthode dont la validité reste tributaire de l'hypothèse de base de linéarité du système. Cependant, la faible superficie du bassin versant du Bébec et l'intensité des précipitations le 23 novembre 2000 permet de considérer comme acceptable cette première approximation, les hypothèses de base citées au paragraphe II-2-2.1 étant respectées (pluie excédentaire constante pendant la durée de l'événement et homogène sur l'ensemble du bassin versant).

Ainsi, dans l'ensemble, les résultats présentés dans le Tableau II. 4, de même que la Figure II. 11 avec un coefficient de corrélation R de 0.87, montrent une assez bonne adéquation entre le modèle global et le modèle surfacique pour la détermination de l'hydrogramme unitaire.

Tableau II. 4 – Paramètres de l'hydrogramme unitaire HU_{AC} obtenu à partir de RuiCell comparés à $HU_{0.5}$.

	T_B (h)	T_M (h)	Q_{max} ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$)	Lame ruisselée équivalente (mm)
HU_{AC} (RuiCell)	11	3	0.66	1.008
$HU_{0.5}$ (modèle global)	12	3	0.54	0.995

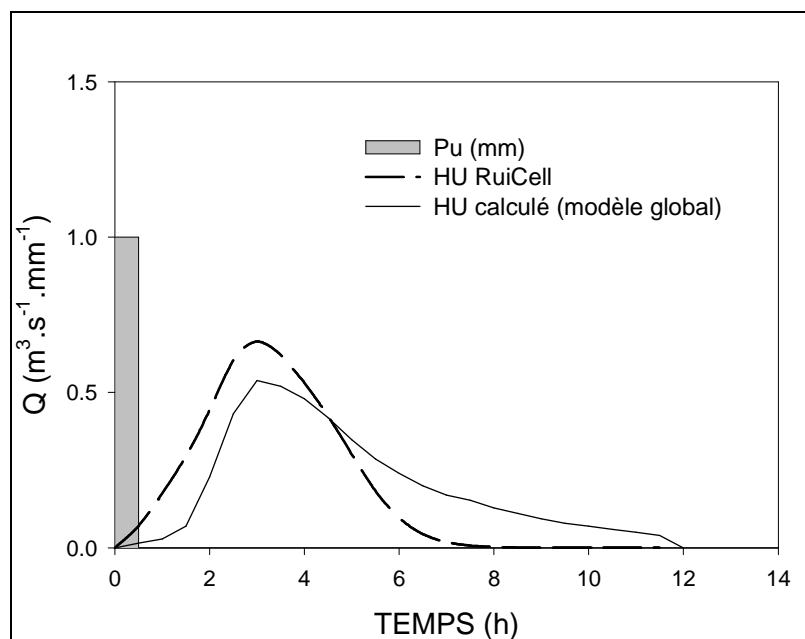


Figure II. 11 – Comparaison des hydrogrammes unitaires obtenus à l'aide de l'automate cellulaire RuiCell et par le calcul d'après les données hydrologiques de la crue du 23 novembre 2000. P_U est une pluie unitaire de durée $\Delta t=0.5$ h.

L'hydrogramme unitaire obtenu par le modèle global semble plutôt en adéquation avec la réponse calculée grâce à l'automate cellulaire, et apparaît représentatif du bassin versant et de la géomorphologie locale.

En conclusion, dans le cas de fortes crues associées à un ruissellement généralisé sur le bassin, l'automate cellulaire peut être utilisé pour i) prévoir les zones de ruissellement préférentiel et déterminer précisément la hiérarchisation du drainage, ii) prévoir le DRH associé à une pluie excédentaire d'intensité donnée, iii) identifier les zones d'érosion préférentielles en fonction de l'occupation des sols.

4.3 Contribution des sous-bassins

De la même manière que pour le bassin versant du Bébec, il est possible d'obtenir à l'aide de l'automate cellulaire l' $HU_{0.5}$ pour chacun des deux sous-bassins d'ordre 3 SB1 et SB2, repérés grâce à l'analyse morphologique et par le graphe de ruissellement. Les exutoires de chacun des sous-bassins sont indiqués sur la figure 10, respectivement par les points ① et ② pour SB1 et SB2. Ces deux points, dans le cas idéal, devraient être confondus avec le point ③, exutoire du bassin total. Malheureusement, le maillage du modèle surfacique a imposé la position des exutoires ① et ②. Les points-exutoires ① et ② restent tout de même assez proches pour permettre de tracer simultanément les hydrogrammes unitaires de SB1 et SB2 (HU_{AC}^{SB1} et HU_{AC}^{SB2}). Ainsi, la simulation d'une pluie excédentaire de hauteur unité (1 mm) répartie de manière homogène sur chacun des deux sous-bassins donne les hydrogrammes suivants (Figure II. 12 et Tableau II. 5) :

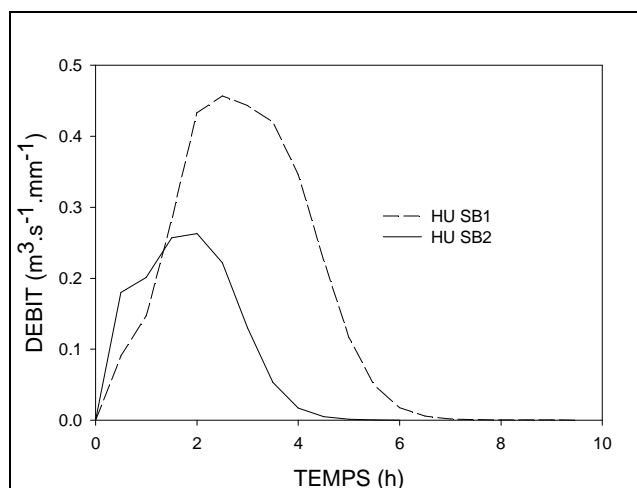


Figure II. 12 – Hydrogrammes unitaires à 1/2 heure pour les sous-bassins SB1 et SB2 obtenu avec RuiCell.

Tableau II. 5 – Comparaison des paramètres des $HU_{0.5}$ pour les sous-bassins 1 et 2.

	T_B (h)	T_M (h)	Q_{max} ($m^3.s^{-1}.mm^{-1}$)
HU_{AC}^{SB1}	7	2.5	0.46
HU_{AC}^{SB2}	5	2	0.26

Les données présentées dans le Tableau II. 5 montrent que le sous-bassin 2 a un débit de pointe plus faible, en avance par rapport au sous-bassin 1, alors que la durée de ruissellement est supérieure pour le sous-bassin 1 ; ces résultats sont en adéquation avec ceux pressentis d’après les données géomorphologiques (taille et forme des deux sous-bassins).

HU_{AC}^{SB2} montre clairement un premier mode à $t=0.5$ h. Si l’on se réfère au graphe de ruissellement, il apparaît clairement que la géomorphologie explique ce phénomène. En effet, un drain d’ordre 1 est directement branché au drain d’ordre 3 du sous-bassin : le ruissellement affectant ce drain d’ordre 1 engendre une impulsion de débit très en avance par rapport au flux provenant du reste du sous-bassin, occasionnant l’épaulement observé sur l’hydrogramme.

La sommation des deux hydrogrammes, que l’on note HU_{AC}^{Σ} , doit théoriquement être équivalente à HU_{AC} (bassin versant total). Cependant, le décalage dans l’espace des points ①, ② et ③, correspondant aux différents exutoires, provoque un décalage de HU_{AC}^{Σ} par rapport à HU_{AC} . De même, la distance entre les points ① et ② explique que la durée de ruissellement T_B de HU_{AC}^{Σ} est de 7 h ($=T_B$ de SB1), inférieure à la durée de ruissellement de HU_{AC} (11 h) : cette anomalie est due à l’omission d’une partie de la surface du bassin comprise entre les points de mesure virtuels ① et ②. Cette surface

est aussi responsable de l'absence sur HU_{AC} de l'épaule observé sur HU_{AC}^{SB2} , phénomène qui se trouverait ainsi tamponné.

Néanmoins, en traduisant les hydrogrammes de manière à les superposer, la comparaison des valeurs montre une bonne corrélation, comme l'illustre la Figure II. 13, avec un coefficient de corrélation $R=0.97$.

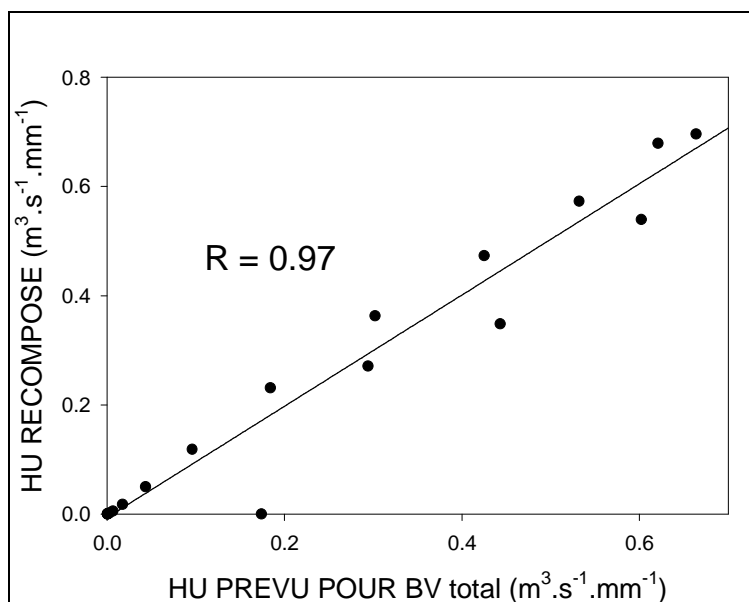


Figure II. 13 – Régression linéaire entre les valeurs de l'hydrogramme unitaire prévu par RuiCell pour le bassin total (HU_{AC}) et celles de l'hydrogramme unitaire recomposé à partir des hydrogrammes unitaires des sous-bassins SB1 et SB2 (HU_{AC}^{Σ}).

III Propriétés de transport du bassin versant du Bébec

Dans la problématique générale du site de Norville, les eaux de ruissellement provoquent l'érosion et le transport des matériaux fins des sols. L'introduction des eaux de ruissellement au niveau de la perte du Bébec conduit à une contamination de la nappe de la Craie, soumise à un drainage karstique. Il importe donc de définir les relations entre l'introduction de contaminants particuliers dans l'aquifère et le fonctionnement hydrologique global du bassin.

1 Relation débit-turbidité: acquisition de la charge particulaire

Nous analysons la dynamique de la turbidité, plus précisément les modalités d'acquisition de la charge particulaire des eaux, en nous basant sur des crues de faible et de forte amplitude, tenant compte du fait que seules les fortes crues sont issues d'un ruissellement généralisé sur le bassin.

1.1 Tempête du 24 décembre 2000

Pendant 8 jours, les précipitations totales ont dépassé 105 mm (Figure II. 3, Figure II. 14). Les valeurs de précipitations utilisées ici sont des valeurs journalières (pluviométrie à Tancarville, située à environ 20 km du site de Norville), puisque nous ne disposons pas à ce moment de pluviomètre installé sur la zone d'étude. Le débit du Bébec a atteint plus de 330 L.s^{-1} , avec une turbidité maximale de 1900 NTU, ce qui correspond à un flux particulaire de 780 g.s^{-1} environ. Trois épisodes majeurs de turbidité peuvent être distingués sur la figure 14. Les intensités de précipitations correspondantes sont respectivement de 24.9, 33.8 et 11.7 mm.j^{-1} . Pendant toute cette période, les pluies intenses ont provoqué un ruissellement généralisé sur tout le bassin versant. Une première observation de la chronique montre que le pic de turbidité atteint lors du deuxième épisode est légèrement inférieur au premier pic, malgré un débit plus élevé.

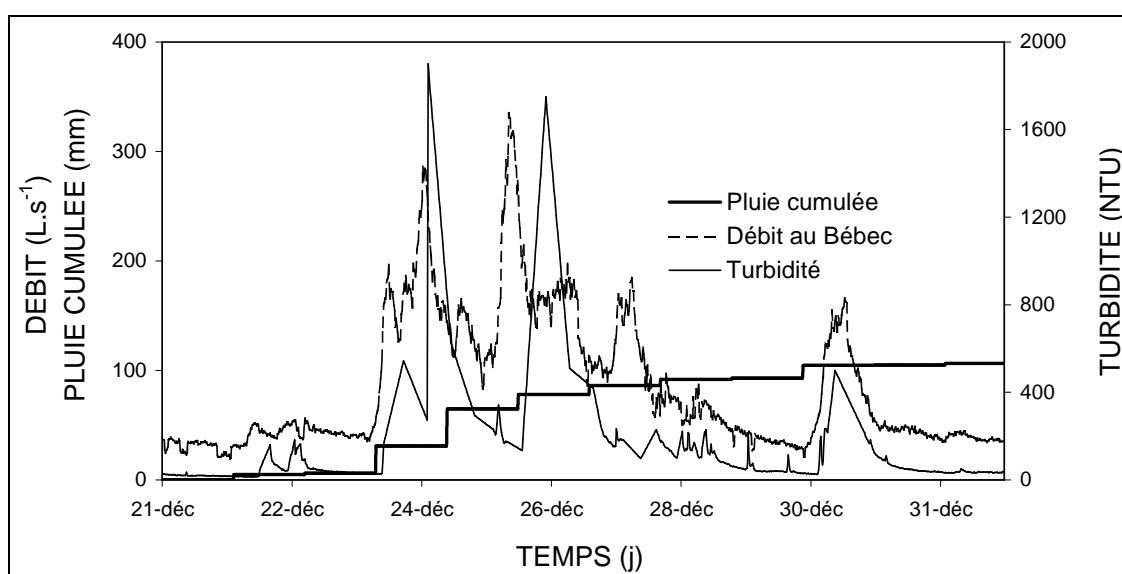


Figure II. 14 – Tempête du 24 décembre 1999.

L'analyse des relations débit-turbidité au cours de cette période du mois de décembre permet de constater que pour chacun des trois épisodes majeurs, l'augmentation du débit précède celle de la turbidité, ce qui est également visible sur la Figure II. 14. La relation débit-turbidité correspondant à cet épisode double est un hystérésis rétrograde, le débit augmentant plus vite que la turbidité (Figure II. 15). La relation débit-turbidité pour le dernier pic de la chronique (30-31 décembre) montre également un hystérésis rétrograde (Figure II. 16).

Sur l'ensemble de la période du 23 au 31 décembre (épisode double et dernier épisode isolé), l'acquisition de la charge particulaire en suspension s'effectue suivant le même schéma : la relation débit-turbidité est une courbe en hystérésis rétrograde. La montée en crue précédant l'augmentation de la turbidité contribuerait à la mise en charge des thalwegs du bassin versant, et à la mise en suspension du stock sédimentaire. La montée en crue est responsable de l'érosion sur les pentes et dans les thalwegs du bassin, les eaux n'étant pas encore turbides à ce moment, puis les sédiments sont transportés.

Pour les épisodes de cette chronique, l'acquisition de la charge particulaire est bien représentée par une loi exponentielle (Figure II. 17 et Figure II. 18).

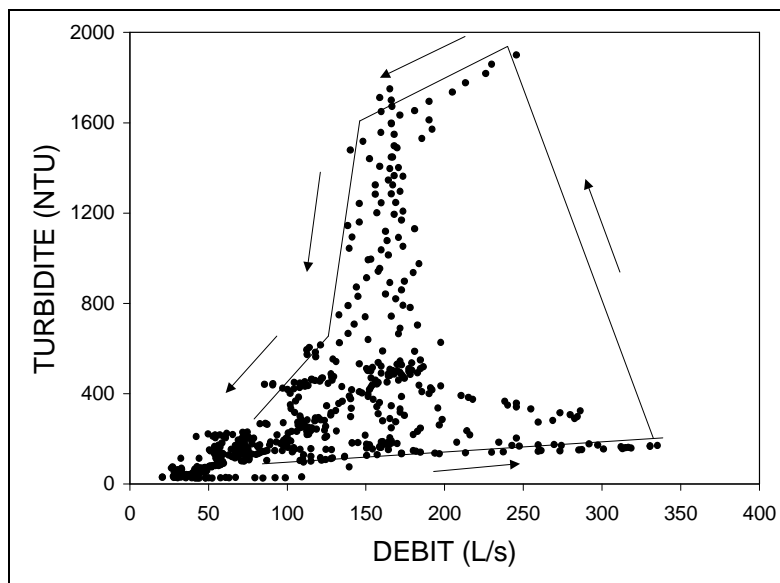


Figure II. 15 – Hystérésis débit-turbidité pour la crue double (24 au 27 décembre 1999).

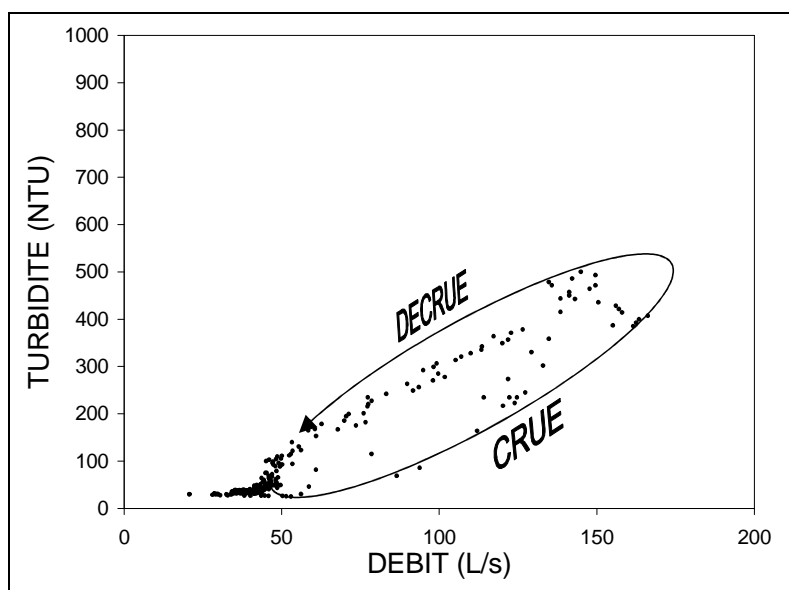


Figure II. 16 – Hystérésis débit-turbidité au cours de l'épisode du 30 décembre.

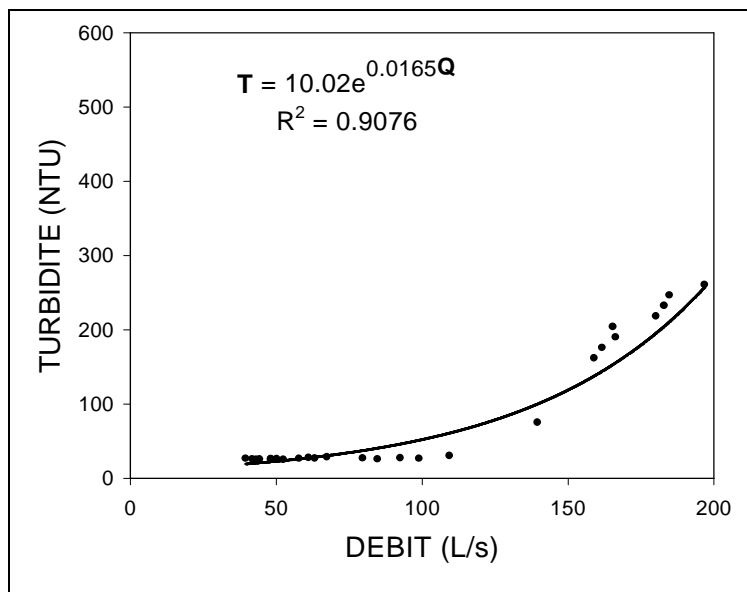


Figure II. 17 – Relation débit-turbidité en montée de crue, 24 décembre 1999.

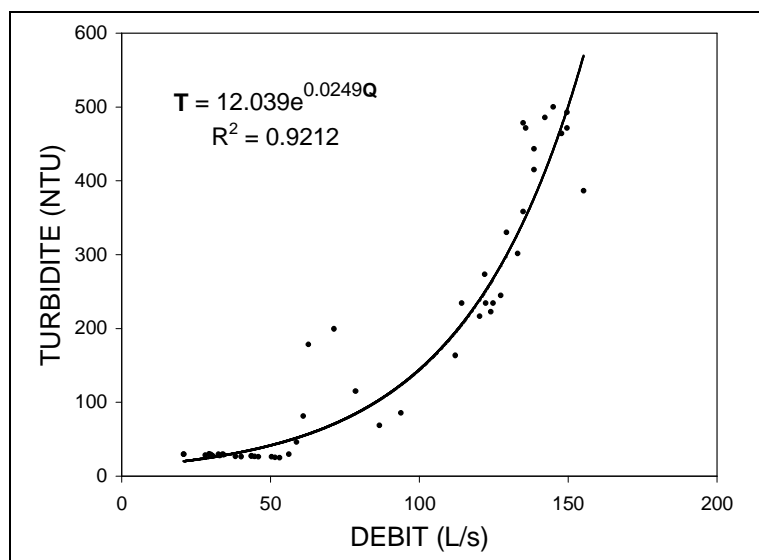


Figure II. 18 – Relation débit-turbidité en montée de crue, 30 décembre 1999.

D'autre part, les mesures microgranulométriques réalisées sur les échantillons prélevés pendant la crue (Figure II. 19) montrent des distributions mal classées en début et fin de crue (courbes 1 et 6) évoluant vers des distributions de mieux en mieux classées pendant la montée en crue, avec un tri optimal au pic de crue (courbe 4). Ceci est lié au tri opéré par la variation des conditions hydrodynamiques. La taille modale de ces répartitions évolue entre 15 et 25 μm pendant la crue, distribution caractéristique des limons de plateaux.

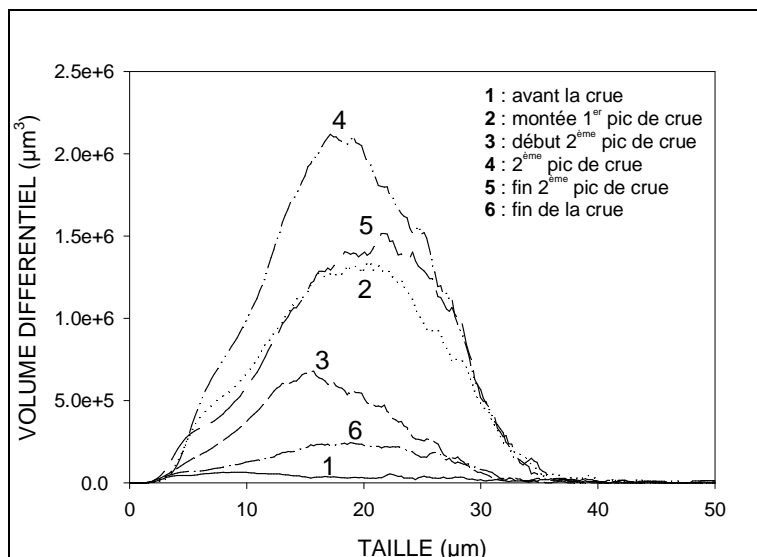


Figure II. 19 – Evolution de la taille des particules en suspension pendant la crue (du 20 au 29 décembre 1999).

1.2 Crues du mois d'avril 2000

A Episode des 11 et 12 avril

L'épisode des 11 et 12 avril est caractérisé par deux phases successives de précipitations de faible intensité (3.6 mm en 105 mn, 1.5 mm en 45 mn, soit en intensité 2.4 puis 2.0 mm.h⁻¹, Figure II. 20)¹. Aucun événement pluvieux n'a été enregistré durant la semaine précédant le 11 avril. Le sous-bassin 2, qui ne comporte pas de ruisseau pérenne, n'était le siège d'aucun ruissellement, compte-tenu des faibles pluies et de l'absence de précipitations antérieures.

¹ En raison des faibles précipitations, le ruissellement ne concerne probablement dans ce cas qu'une faible surface sur le bassin. De fait, l'érosion reste certainement très limitée, n'affectant que les thalwegs actifs.

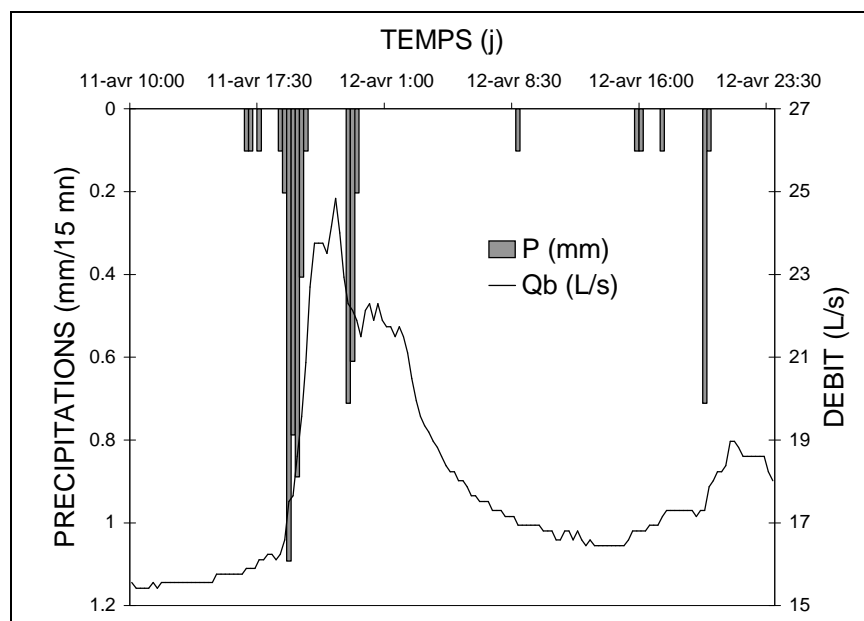


Figure II. 20 – Episode des 11 et 12 avril 2000.

Contrairement à l'événement du 30 décembre 1999, cet épisode est double ; les 2 phases de précipitation ont engendré une crue et une restitution turbide à l'exutoire bimodales (Figure II. 21). La relation débit-turbidité est de fait plus complexe (Figure II. 22) donnant un hystérésis biphasé. Pour chacune des deux parties de cet hystérésis, le débit précède la turbidité : la charge particulaire n'est pas immédiatement disponible et nécessite d'être mobilisée. Il est bien visible sur la Figure II. 21 qu'au cours de cet épisode, le deuxième pic turbide (32 NTU), plus important que le premier (28 NTU), est associé à un débit plus faible ($22.3 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$) que celui atteint lors de la montée en crue ($24.8 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$). Ce phénomène, que traduit le caractère biphasé de l'hystérésis, est dû à l'influence d'un effet de traîne de la turbidité du premier épisode.

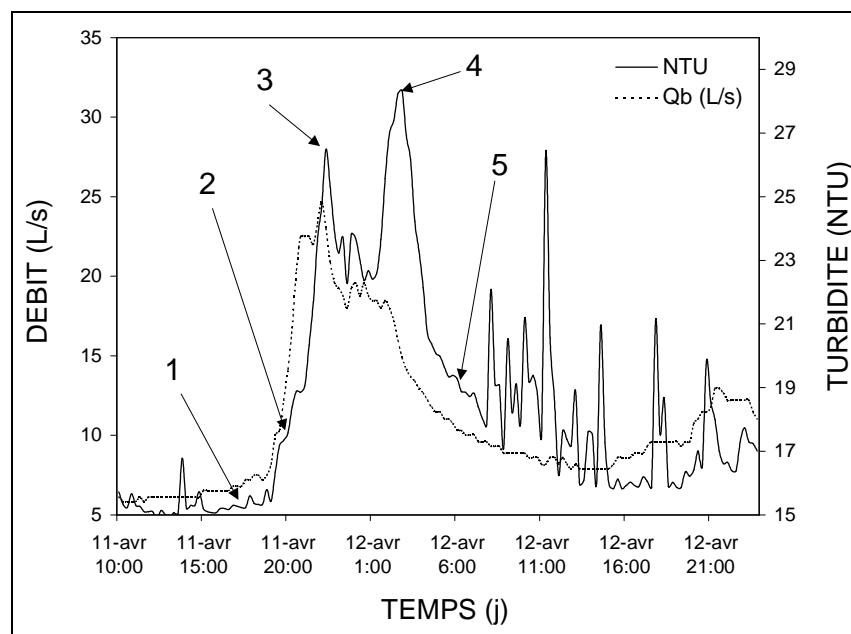


Figure II. 21 – Débit et turbidité pour l'épisode des 11 et 12 avril 2000. Les points 1, 2, 3, 4 et 5 correspondent aux échantillons dont les distributions microgranulométriques ont été mesurées.

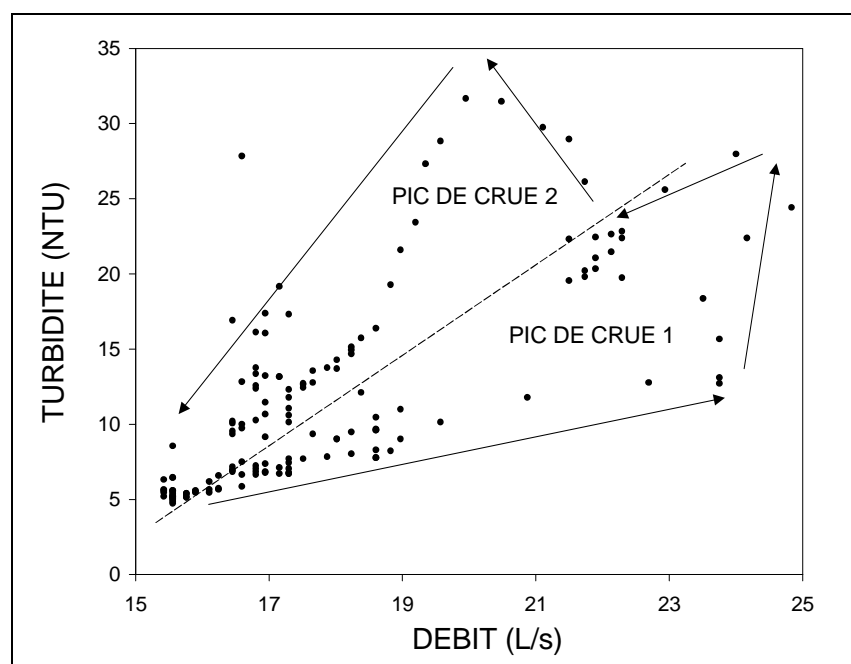


Figure II. 22 – Hystérésis débit-turbidité pour l'épisode double des 11 et 12 avril 2000.

Au début de l'hystérésis, c'est-à-dire pendant la montée en crue, s'effectue l'acquisition de la charge particulaire par érosion des sols du bassin. Si l'on s'intéresse à la montée en crue uniquement, l'acquisition de la charge particulaire en suspension obéit à une loi exponentielle (Figure II. 23), comme dans le cas de l'épisode du mois de décembre 1999.

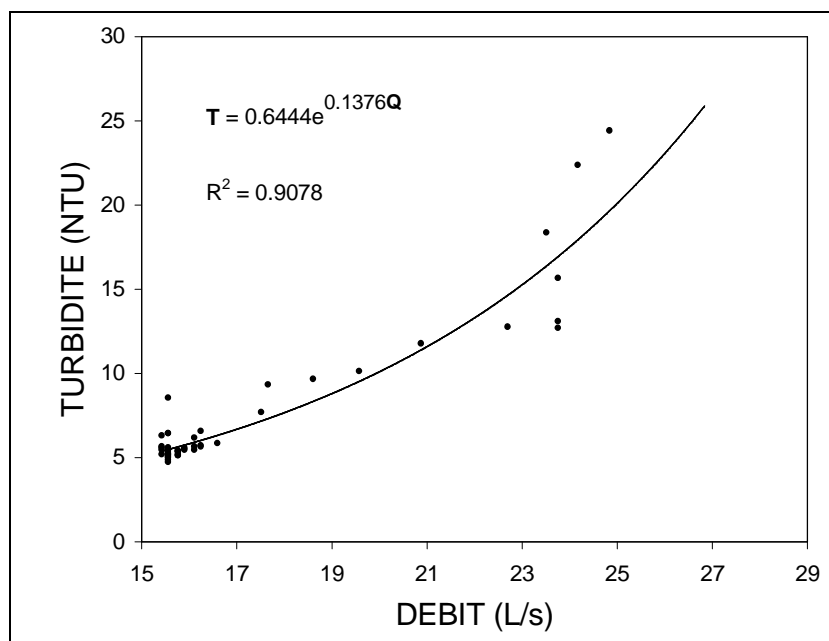


Figure II. 23 – Relation débit-turbidité pendant la montée en crue (10/04/2000).

Lors de la deuxième phase, l'impulsion de débit plus faible laisserait supposer une diminution de la turbidité. L'observation du phénomène inverse peut être interprété comme le résultat de la combinaison de plusieurs facteurs :

1. l'érosion induite par la deuxième impulsion ;
2. la remise en suspension de sédiments déposés pendant la décrue précédente. Ces sédiments constituent une fraction facilement utilisable, puisque leur transport ne nécessite pas d'érosion préalable ;
3. l'arrivée à l'exutoire des produits d'érosion issus de la première phase et provenant des endroits les plus éloignés de l'exutoire. Cette fraction des sédiments n'atteint celui-ci qu'au bout d'un temps supérieur au temps d'apparition de la deuxième impulsion. La réponse turbide correspondant au deuxième pic est alors composite.

Nous pouvons donc tenter de décomposer la réponse de turbidité² de manière à identifier les contributions respectives des différents facteurs au moyen d'un programme développé par Wang *et al.* (1999), puis à l'aide du logiciel PeakFit (SPSS Inc.).

Pour la première méthode, la seule intervention de l'opérateur consiste à imposer, d'après l'observation de la courbe, le nombre de pics (lois log-normales) à utiliser pour effectuer la

² Nous n'avons pas pris en compte lors de cet exercice de décomposition l'évolution erratique de la récession de la turbidité, qui ne paraît pas induite par un phénomène hydrologique majeur (pas de précipitations, pas d'augmentation du débit).

décomposition. Le résultat, illustré en Figure II. 24, donne 2 pics, l'un correspondant à la première phase de précipitations, l'autre à la deuxième. Les premier et deuxième pics contribuent respectivement à 73.1% et 26.9% de la surface totale reconstituée par sommation.

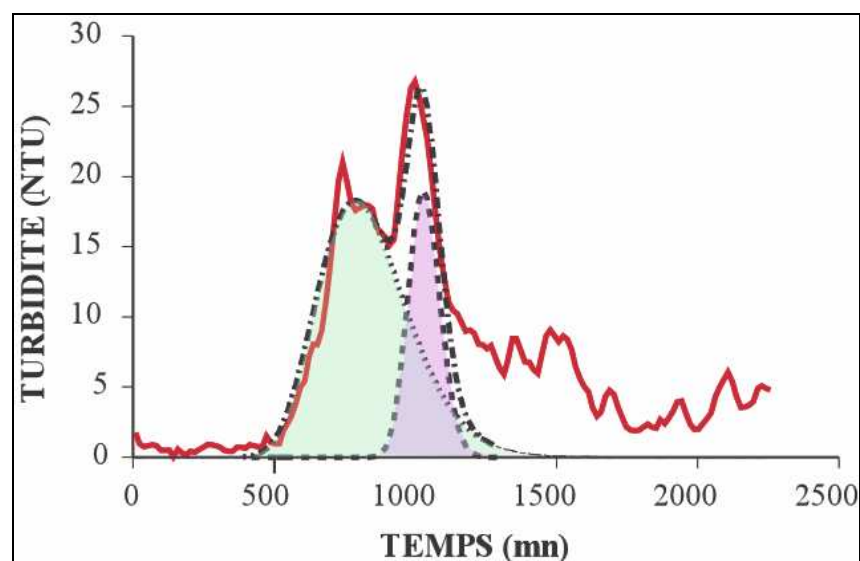


Figure II. 24 – Décomposition du signal de turbidité d'après Wang et al. (1999).

La décomposition de la réponse turbide réalisée à l'aide du logiciel PeakFit, effectuée ici à l'aide de la méthode des résidus, permet le placement des pics manuellement et laisse donc une plus grande part à l'appréciation de l'opérateur et une plus grande souplesse d'utilisation. Cette méthode est basée sur l'identification de pics dont la combinaison linéaire est égale au signal total. La décomposition par la méthode des résidus comprend les étapes suivantes : i) on place un certain nombre de pics facilement repérables sur le signal total, ii) on effectue un ajustement automatique par une méthode numérique de type « moindres carrés » entre les différents pics placés manuellement et le signal brut, iii) les « manques » (portions du signal non ajustées car non expliquées par les pics placés par l'opérateur) repérés à la fin de l'ajustement, correspondant aux résidus (signal total – signal modélisé) sont rajoutés au signal modélisé, et conservés s'ils sont significatifs d'un phénomène donné. C'est lors de cette dernière étape que l'intervention de l'utilisateur se révèle déterminante.

Après lissage de la chronique un bon ajustement est obtenu avec la combinaison linéaire de 4 signaux de type log-normal, avec un coefficient de détermination r^2 de 0.91 (Figure II. 25). La valeur inscrite au sommet de chaque pic est la surface du pic (en NTU.j), les ordonnées sont exprimées en NTU, et les abscisses en jours (format numérique de date Microsoft Excel).

L'existence de chacune des 4 composantes précitées peut être interprétée de la façon suivante :

1. Pic 1 : l'existence de ce pic peut être due à la présence d'une source de sédiment relativement proche du point de mesure, ou à la partie du stock sédimentaire la plus facilement mobilisable probablement dans le réseau de drainage même ;
2. Pic 2 : c'est le pic caractéristique de la phase d'érosion principale des matériaux du bassin ;
3. Pic 3 : ce pic peut être assimilé au pic 1, et résulterait du même phénomène ;

4. Pic 4 : il est lié à la deuxième phase de précipitations, correspondant à une pluie cumulée moins importante que la première, pour des intensités équivalentes, et donc à une érosion plus limitée.

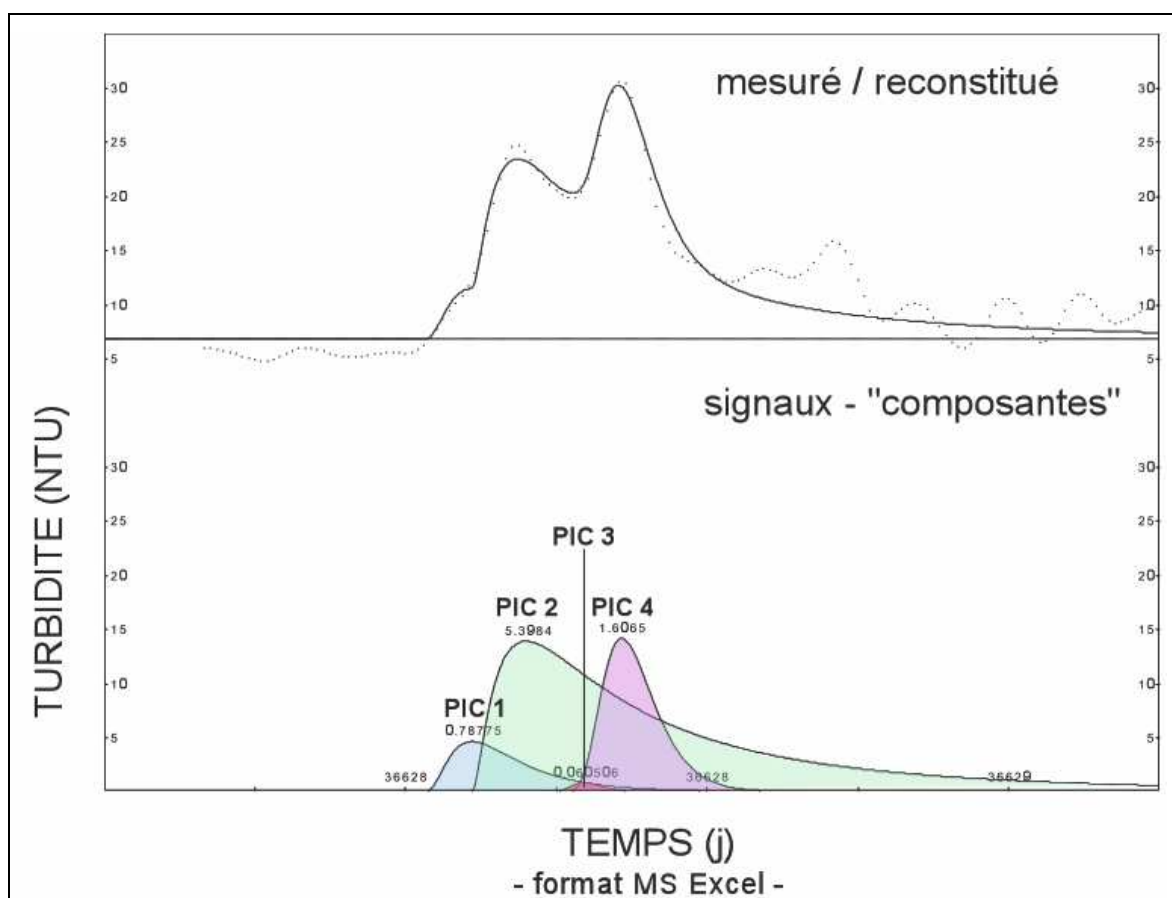


Figure II. 25 – Schéma de décomposition de la réponse turbide du bassin à l'aide de PeakFit (SPSS Inc.).

La masse de sédiments transportés au cours de l'épisode total (du 11 avril 10h00 au 12 avril 23h45), calculée à partir de l'ensemble de la chronique, donne 21.3 kg de sédiments en suspension. La même opération effectuée par sommation des pics 1 à 4 donne 21.1 kg de sédiments en suspension. Cette quantité, obtenue après sommation des 4 pics expliquant la courbe totale, se décompose comme suit (Tableau II. 6) :

Tableau II. 6 – Masse de sédiments en suspension calculée pour chaque pic.

	Pic 1	Pic 2	Pic 3	Pic 4	Total
masse de sédiments transportés en suspension (kg)	3.3	11.4	1.8	4.7	21.1

Du point de vue quantitatif, le pic 2, qui correspondrait à la phase principale d'érosion du bassin avec 11.4 kg de sédiments transportés à l'exutoire, constitue la composante majoritaire dans la restitution, avec un effet de traîne relativement important.

Le pic 3, au début de la deuxième phase de précipitations, correspondrait à une remise en suspension des sédiments déposés à la fin de la première impulsion de débit, en quantité très limitée (1.8 kg) ; ce pic pourrait ainsi être lié au pic 1, ayant trait au même phénomène.

Le pic 4, correspondant à une phase de précipitations plus faibles, avec une charge en suspension plus faible (4.7 kg) que pour le pic 2 (11.4 kg), correspond à une érosion plus limitée, affectant probablement pour une grande part les drains jusqu'à épuisement du stock, ce qui expliquerait une récession moins longue. Il n'explique pas à lui seul le deuxième mode observé sur la courbe de la réponse turbide, qui est obtenue par sommation de ce pic et de la récession du pic 2.

Le deuxième mode de la réponse turbide totale est donc lié à la résultante de 2 phénomènes distincts : i) l'érosion engendrée par la deuxième phase de précipitations (quantité érodée plus faible que pour la première phase de précipitations), ii) la rémanence de la turbidité issue de la première phase de précipitations plus importante que la première.

La taille des particules au cours de la crue ne montre pas d'évolution réellement significative par rapport à ce qui a pu être observé lors de la crue du mois de décembre 1999. Ceci est vraisemblablement dû à la faible amplitude de cet événement d'avril. La taille des sédiments transportés (de l'ordre de 8 μm , Figure II. 26) est bien inférieure à celles observées pour l'événement du mois de décembre 1999 ($\approx 20 \mu\text{m}$ en crue, 8 μm avant la crue). Les limons de plateaux (taille modale de 20 μm) ne semblent que peu affectés par l'érosion, la classe 20 μm étant peu représentée dans les échantillons. Le matériel bien classé lors des pics de crue 1 et 2 (Figure II. 26), d'intensités pourtant faibles par rapport à la crue de décembre 1999, laisse supposer que ces matériaux sont hérités des crues précédentes, puis érodés dans les drains du bassin versant.

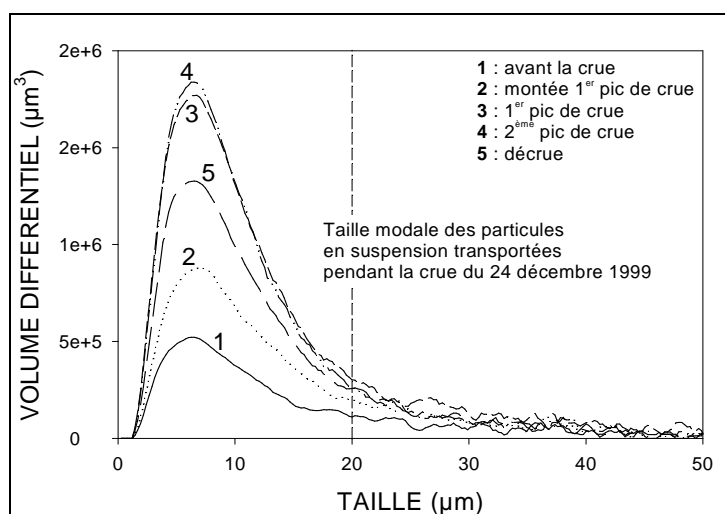


Figure II. 26 – Evolution de la taille des particules au cours de l'épisode des 11 et 12 avril 2000.

B Episode du 14 avril 2000³

Cette crue de faible débit de pointe, correspond à 2 phases de précipitation, d'intensité assez faible pour la deuxième (pluie étalée dans le temps) dont les valeurs cumulées sont respectivement de 8 et 5mm (Figure II. 27). Ces pluies provoquent une petite crue bi-modale, dont les débits de pointe sont respectivement de 43 et 53 L.s⁻¹.

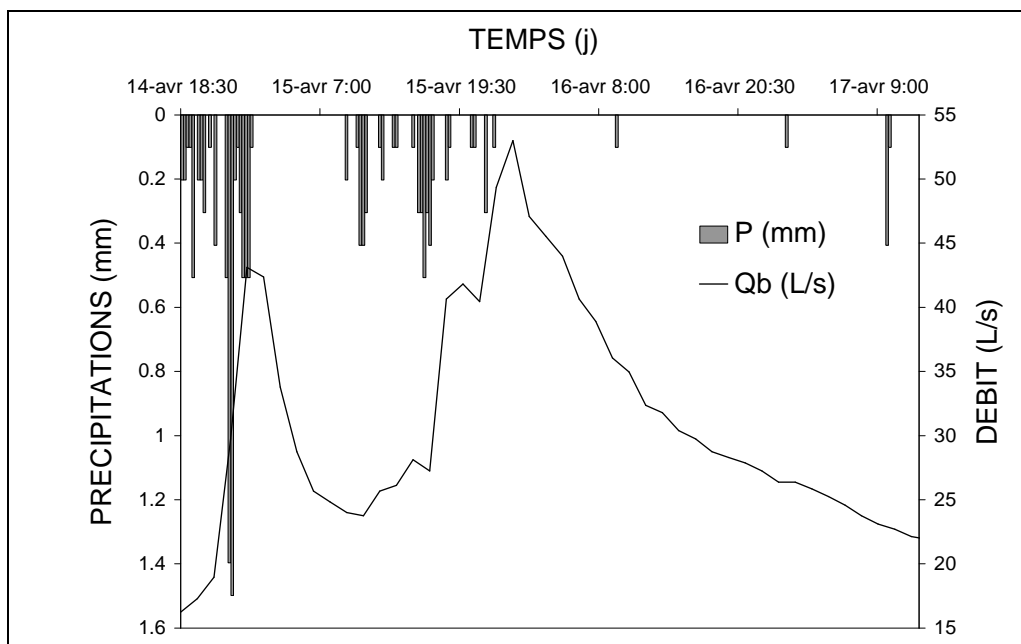


Figure II. 27 – Précipitations et débits, crue du 14 avril 2000.

Il apparaît nettement sur la Figure II. 28 que la turbidité croît plus rapidement que le débit, contrairement aux résultats obtenus sur les autres crues. La relation débit-turbidité est donc caractérisée par un double hystérésis positif (Figure II. 29).

Pour le premier pic, la turbidité maximale (125 NTU) est atteinte pour un débit égal au débit de pointe (42.3 L.s⁻¹). La turbidité atteint encore des valeurs élevées pendant la décrue (Figure II. 28).

Pour le deuxième pic, la turbidité maximale (150 NTU) est atteinte avant le débit de pointe (53 L.s⁻¹), et la décrue a lieu après la récession de la turbidité. En d'autres termes, une partie de eaux de la décrue ne présentent que peu de charge en suspension. On note également que, contrairement aux épisodes du mois de décembre 1999 et des 11-12 avril, la variation de la turbidité est linéairement corrélée à celle du débit : entre les phases de la crue, une augmentation de 20% du débit provoque une augmentation équivalente de la turbidité.

L'hystérésis positif, manifestant une augmentation de la turbidité plus rapide que l'augmentation du débit, peut être expliqué par le lessivage de sédiments fins facilement mobilisables, disponibles dans le lit du ruisseau ou dans les thalwegs qui l'alimentent, fraîchement déposés à la fin de

³ Aucun échantillonnage n'ayant été réalisé pendant cette crue, les données microgranulométriques ne sont pas disponibles.

la crue précédente (19 novembre). Ce phénomène est décrit par (Lenzi, 2000) pour les crues d'un petit cours d'eau, dont le bassin versant a une superficie de 5 km², proche de celle du bassin du Bébec (8.6 km²). La rapide décroissance de la turbidité avant la fin de la montée en crue au deuxième pic indique que i) la ressource sédimentaire n'est plus disponible, ii) le débit n'est pas assez élevé et la montée en crue n'est pas assez rapide pour créer de l'érosion. Le stock sédimentaire source est probablement issu des dépôts dans le réseau de drainage consécutifs à la crue précédente (11-12 avril).

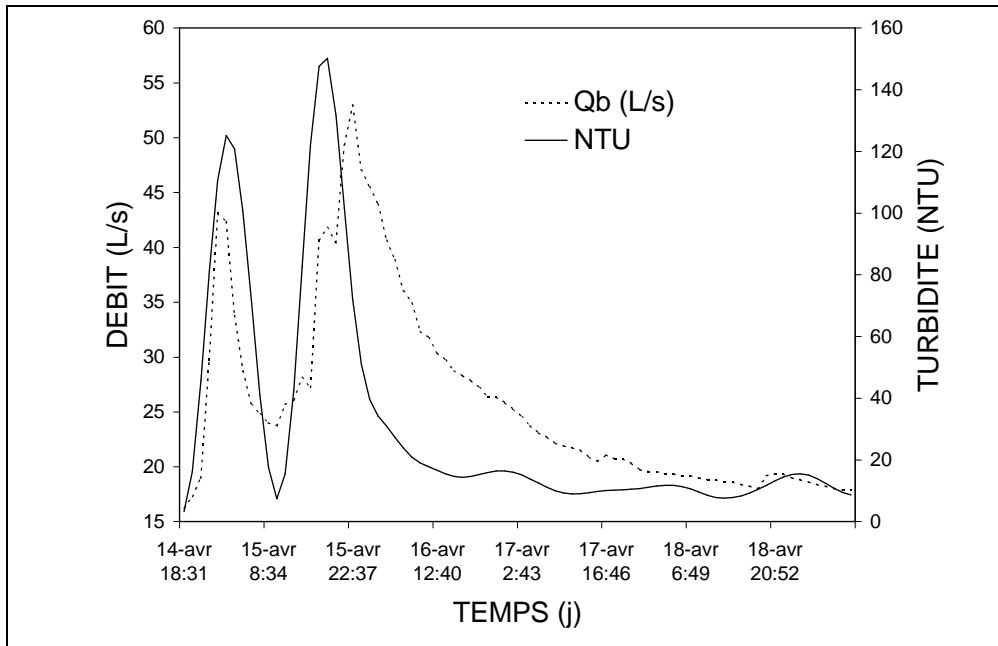


Figure II. 28 – Débit et turbidité, crue du 14 avril 2000.

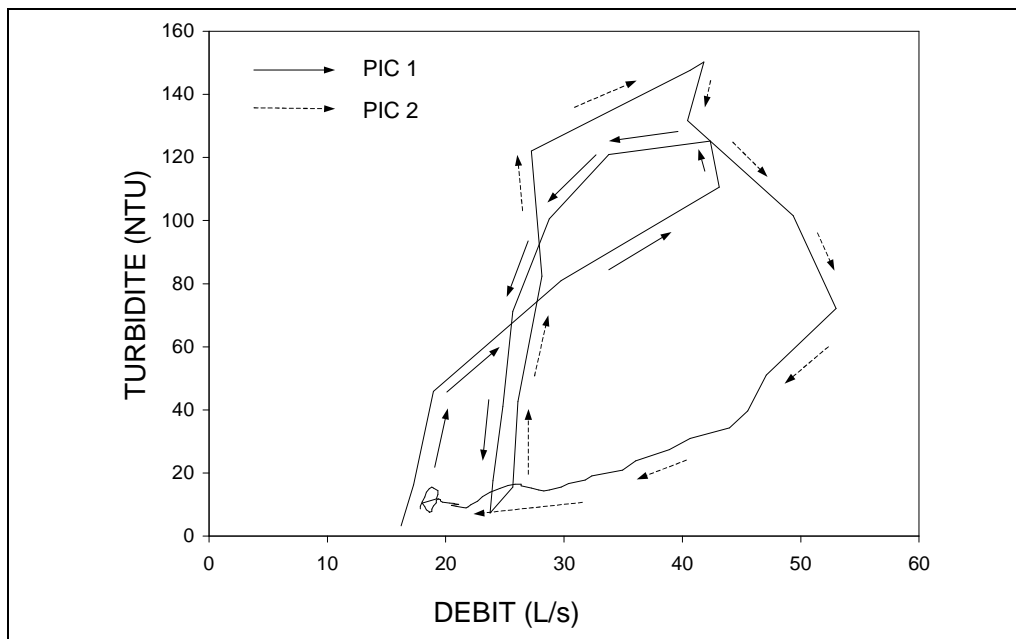


Figure II. 29 – Hystérésis débit-turbidité pour la crue du 14 avril 2000.

1.3 Crue du 23 novembre 2000

Nous étudions la réponse turbide associée à la crue du 23 novembre (encadré, Figure II. 30), qui a été décrite précédemment et utilisée pour le calcul de l'hydrogramme unitaire à ½ heure du bassin versant. D'après la Figure II. 30, la turbidité est en avance sur le débit. La relation débit-turbidité montre clairement un hystérésis positif (Figure II. 31), sur lequel on repère trois phases, nommées « PIC 1 », « PIC 2 », et « PIC 3 » sur l'hystérésis, chacune correspondant à une phase de précipitations et à l'impulsion de débit associée. Contrairement à la crue des 11 et 12 avril, le ruissellement sur le bassin versant est ici généralisé, les sous-bassins 1 et 2 sont actifs. La crue est due à un épisode pluvieux global de 10.3 mm en 6 h 45 mn.

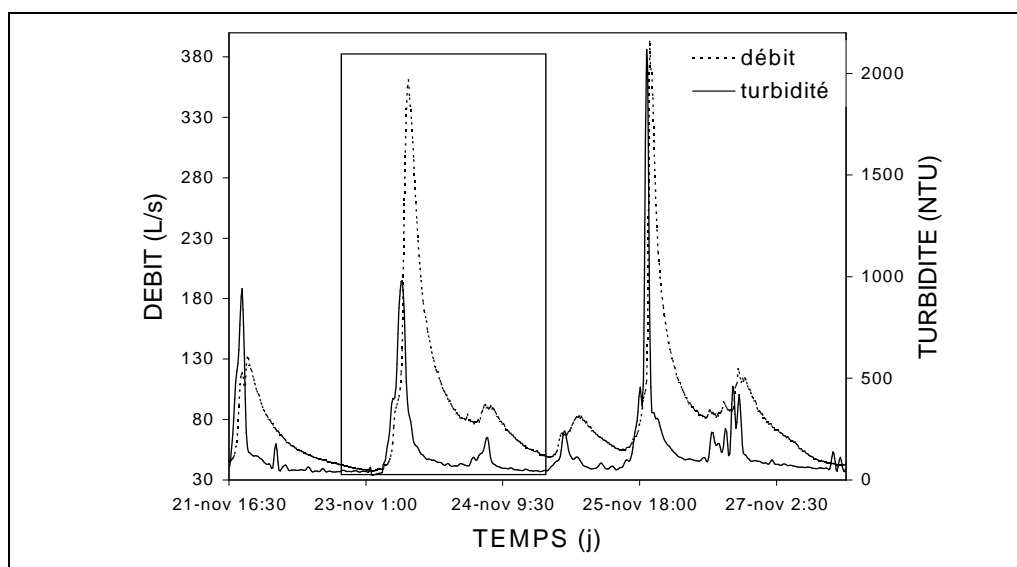


Figure II. 30 – Débits et turbidité enregistrés entre le 21 et le 27 novembre 2000.

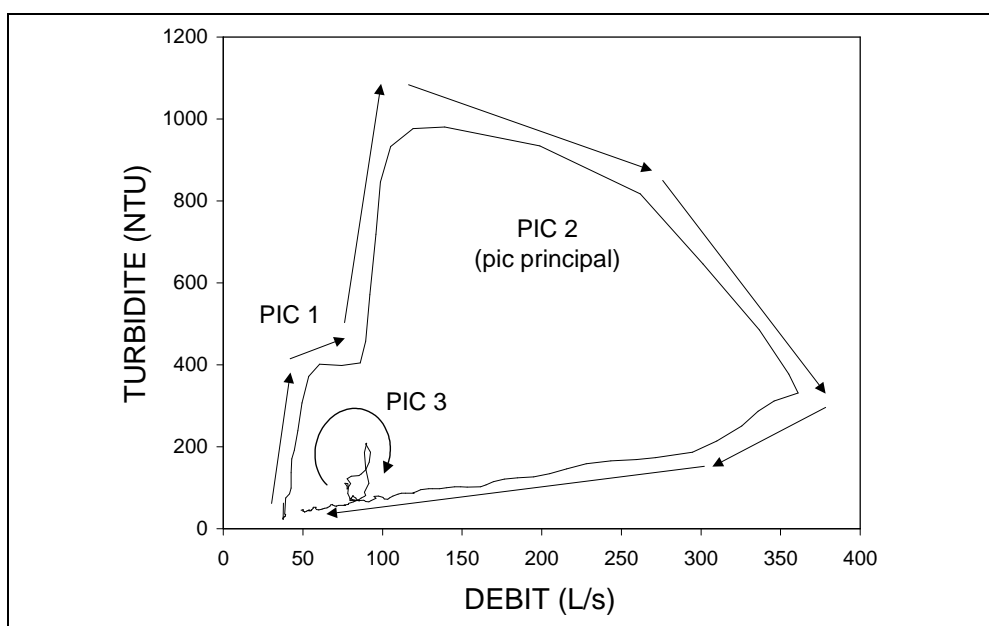


Figure II. 31 – Hystérésis positif débit-turbidité lors de la crue du 23 novembre 2000.

Du point de vue microgranulométrique, on observe un renforcement de la population de mode 6 μm lors de la montée en crue. Les limons de plateaux ayant une répartition microgranulométrique (mode à 20-25 μm) que l'on ne retrouve pas ici, l'érosion n'affecterait pas ces formations superficielles silteuses. Les particules transportées correspondraient aux fractions les plus facilement mobilisables présentes dans les drains du bassin versant.

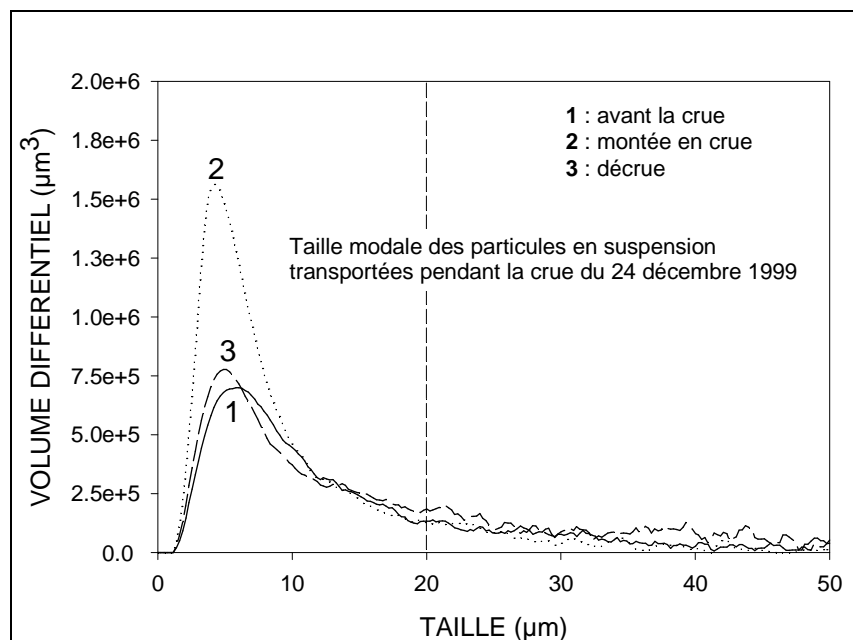


Figure II. 32 – Evolution de la taille des particules en suspension lors de l'épisode de crue du 23 novembre 2000.

2 Implications pour les mécanismes de transport sur le bassin versant

2.1 Mécanismes observés

L'étude des crues présentées précédemment a montré que deux types de relations débit-turbidité sont susceptibles de conduire à l'acquisition de la charge particulaire en suspension. Ces relations prennent la forme de courbes en hystérésis, tantôt orthograde, tantôt rétrograde.

Le Tableau II. 7 synthétise quelques uns des paramètres caractéristiques de chaque épisode de crue. Parmi ces épisodes, seul celui du 30 décembre 1999 est simple, tous les autres sont composites : ils sont la réponse à des pluies complexes (plurimodales).

Les 2 types d'hystérésis correspondent, d'après les interprétations classiques pour des petits bassins versants (Lenzi et Marchi, 2000; Steegen *et al.*, 2000), à deux types de fonctionnement :

1. dans le cas d'un hystérésis orthograde (i.e. augmentation de la turbidité plus rapide que la montée en crue), le mécanisme prédominant est la mise en suspension de sédiments facilement mobilisables. Il peut s'agir de sédiments récemment déposés dans les chenaux du réseau de drainage du bassin, ou dans le chenal principal (lit du ruisseau) ;

2. dans le cas d'un hystérésis rétrograde (i.e. augmentation de la turbidité plus lente que la montée en crue), le mécanisme d'acquisition de la charge particulaire comporte 2 étapes : i) la montée en crue provoque de l'érosion sur le bassin ou dans les thalwegs du réseau de manière progressive, alors que le ruissellement est déjà bien en place, ii) les matériaux érodés sont progressivement mis en suspension et leur transport provoque la turbidité.

La crue du mois de décembre 1999 présente un hystérésis rétrograde. On ne relève aucune occurrence de crue durant la semaine précédant cet événement. Contrairement à la crue du 23 novembre 2000, la durée importante de cet épisode (151 heures), comme le soulignent Lenzi et Marchi (2000), a très certainement provoqué une érosion intense du bassin, témoin la masse exportée et la contribution de cette crue à la masse exportée totale annuelle (53%).

Les spectres microgranulométriques ont montré des tailles de particules de l'ordre de 20 μm , non retrouvées dans les autres cas (mode compris entre 8 et 10 μm). Cette taille correspond à la taille modale des limons de plateaux. Ce type de distribution microgranulométrique montre donc une forte contribution du ruissellement érosif sur les sols limoneux du plateau. Une érosion intense décapant le sommet des formations superficielles est donc probablement responsable de l'hystérésis rétrograde observé. L'érosion engendrée par la crue du 23 novembre 2000, d'une durée beaucoup plus courte, affecterait des couches plus superficielles, et affecterait davantage les thalwegs, sources de sédiments plus facilement mobilisables, que les versants. Cet épisode est précédé par une série de crues et est donc susceptible de remobiliser du matériel récemment déposé non évacué par le cours d'eau.

L'hystérésis rétrograde pour la crue des 11-12 avril 2000 peut être expliqué par le fait que, cette crue n'étant pas précédée par d'autres épisodes, le lit du ruisseau et les thalwegs actifs ne comportaient pas de matériaux récemment déposés et facilement mobilisables. La turbidité associée à cet épisode serait donc originaire de l'érosion des pentes, érosion relativement limitée en raison de la faible intensité des précipitations et du ruissellement.

Pour la crue du 14 avril, deux pic de turbidité sont bien distincts et plutôt bien espacés dans le temps (environ 17 heures). La montée de turbidité du premier pic est en partie liée à la remobilisation des sédiments déposés à la fin de la crue précédente dans le réseau (moins de 48 heures plus tôt). De même, le deuxième pic de turbidité pourrait être expliqué en partie par la remise en suspension des sédiments déposés à la fin du pic précédent. L'hystérésis associé est donc orthograde.

Dans le cas de la crue du 23 novembre 2000, l'hystérésis orthograde est probablement dû au fait que l'épisode est, là encore, précédé d'une longue période de précipitations et de nombreuses crues correspondantes. Des quantités de sédiments relativement importantes sont donc certainement facilement disponibles dans les thalwegs du réseau de drainage, même si l'ampleur du ruissellement ($4.26 \times 10^3 \text{ m}^3$) est très certainement responsable d'une érosion importante sur le bassin.

La crue du mois de décembre 1999 présente un hystérésis rétrograde. On ne relève aucune occurrence de crue durant la semaine précédant cet événement. Contrairement à la crue du 23 novembre 2000, la durée

importante de cet épisode (151 heures), comme le soulignent Lenzi et Marchi (2000), a très certainement provoqué une érosion intense du bassin, témoin la masse exportée et la contribution de cette crue à la masse exportée totale annuelle (53%).

Les spectres microgranulométriques ont montré des tailles de particules de l'ordre de 20 µm, non retrouvées dans les autres cas (mode compris entre 8 et 10 µm). Cette taille correspond à la taille modale des limons de plateaux. Ce type de distribution microgranulométrique montre donc une forte contribution des formations de couverture de la Craie, dont les matériaux sont sollicités par le ruissellement malgré les formations du sol qui, d'une manière générale, les recouvrent sur le plateau. Une érosion intense décapant le sommet des formations superficielles est donc probablement responsable de l'hystérésis rétrograde observé. L'érosion engendrée par la crue du 23 novembre 2000, d'une durée beaucoup plus courte, affecterait des couches plus superficielles, et affecterait davantage les thalwegs, sources de sédiments plus facilement mobilisables, que les versants. Cet épisode est précédé par une série de crues et est donc susceptible de remobiliser du matériel récemment déposé non évacué par le cours d'eau.

Tableau II. 7 – Tableau récapitulatif des principales caractéristiques différentes crues enregistrées.

	24 déc. 99	30 déc. 99	11 avr. 00	14 avr. 00	23 nov. 00
durée de l'épisode (h)	151	48	24	111	41
pluie cumulée (mm)	92.9	11.7	6.6	9.4	12.9
débit de base (m³.s⁻¹)	0.035	0.035	0.015	0.016	0.038
débit de pointe (m³.s⁻¹)	0.335	0.162	0.025	0.053	0.361
débit moyen (m³.s⁻¹)	0.118	0.066	0.018	0.026	0.103
niveau de base de la turbidité (NTU)	30	27	5	3	25
turbidité maximale (NTU)	1900	478	32	150	980
turbidité moyenne (NTU)	350	131	12	31	145.7
Hystérésis (orthograde : O ; rétrograde : R)	R	R	R	O	O
masse de sédiments transportés en suspension (kg)	4.78×10 ⁴	5.60×10 ³	15.2	689	3.04×10 ³

2.2 Bilan d'érosion

Le calcul des masses de sédiments exportées en suspension par le Bébec a été effectué pour toutes les crues enregistrées du 20 décembre 1999 au 3 janvier 2001. L'ensemble de ces crues a été divisé en 13 périodes

(Tableau II. 8). La masse totale annuelle exportée à l'exutoire du bassin versant pour l'année 2000 est de 168 tonnes, ce qui, rapporté à la superficie du bassin, donne un taux d'érosion de $21 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

Sur un bassin de superficie équivalente en climat semi-aride, Wijdenes *et al.* (2000) obtiennent $120 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Casali *et al.* (1999) donnent $2.66 \times 10^3 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, et Lentz *et al.* (1993) in Casali *et al.* (1999), montrent que le taux d'érosion, pour 3 bassins versants dans le Minnesota (USA), varie de $80 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à $1.6 \times 10^3 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Ces taux d'érosion, dans l'ensemble très supérieurs à celui calculé pour le bassin versant du Bébec ($21 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), concernent souvent des rivières éphémères en climat semi-aride, avec un couvert végétal très limité et des précipitations annuelles faibles (de l'ordre de 300 à 400 mm), de forte intensité (jusqu'à plus de 50 mm.h^{-1}).

Sur un petit bassin versant agricole de 2.5 km^2 près de Leuven (Belgique), Steegen *et al.* (2000) obtiennent $930 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour l'année 1996, un taux d'érosion là encore très supérieur à celui obtenu sur le bassin du Bébec pendant l'année 2000. Les intensités des précipitations relatives dans cette étude sont toutefois beaucoup plus importantes (jusqu'à 16 mm en 15 mn) que celles enregistrées sur notre site d'étude (33 mm.j^{-1} au maximum pour la crue de décembre 1999, 10.3 mm en 6 h 45 mn pour la crue de novembre 2000), de même que les débits résultants à l'exutoire (dépassant souvent $1 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, contre environ $0.4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ de débit de pointe dans le cas du Bébec).

Tableau II. 8 – Bilan annuel de la masse transportée en suspension à l'exutoire du bassin versant.

Période	date	masse exportée (t)	masse exportée cumulée (t)
1	22/12/99 à 1/1/00	54.04	54.0
2	3/1/00 à 6/1/00	1.41	55.5
3	10/2/00 à 20/2/00	14	57.3
4	29/2/00 à 2/3/00	2.23	59.6
5	14/4/00 à 19/4/00	0.69	60.2
6	20/4/00 à 1/5/00	8.86	69.1
7	31/8/00 à 4/9/00	0.06	69.2
8	7/10/00 à 12/10/00	38.33	107.5
9	16/10/00 à 22/10/00	21.38	128.9
10	22/10/00 à 13/11/00	16.81	145.7
11	21/11/00 à 27/11/00	8.80	154.5
12	29/12/00 à 30/12/00	0.32	154.8
13	31/12/00 à 02/01/01	1.45	156.3
Taux d'érosion calculé :		$21 \text{ t.km}^{-2}.\text{a}^{-1}$	

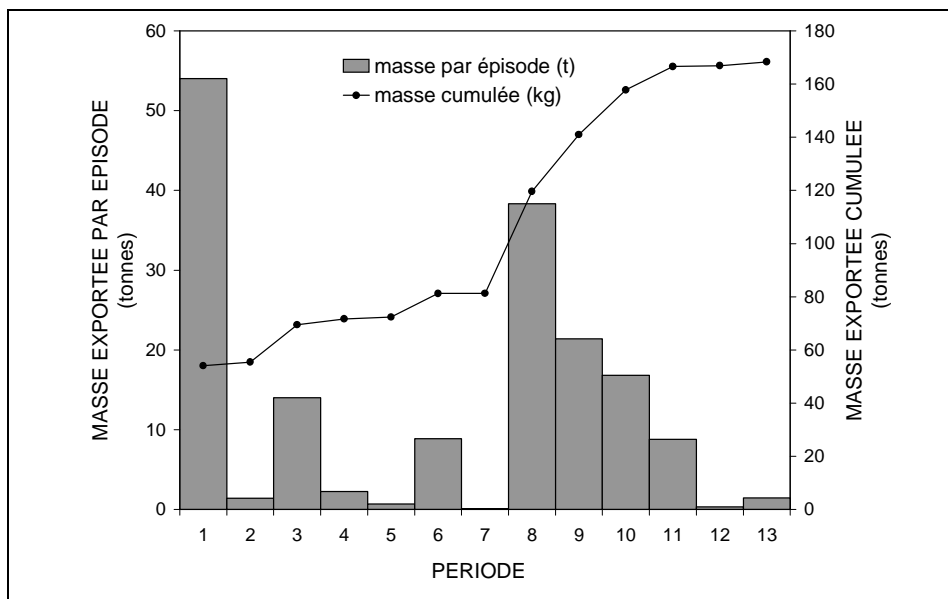


Figure II. 33 – Masse exportée à l'exutoire par épisode et masse cumulée.

2.3 Engouffrement des eaux turbides à la perte : relation avec l'aquifère karstique crayeux

Comme nous l'avons déjà évoqué (cf. § II/1/1.2), un dépassement du seuil de saturation de la perte implique un débordement, le trop-plein alimentant une ravine en bordure de route. Lors des crues les plus fortes, la ravine ne suffit pas à évacuer le trop-plein de la perte et déborde à son tour. En de telles occasions, le fond de vallée est le siège d'inondations pouvant atteindre les habitations situées en aval (Photo II. 4).



Photo II. 4 – Carrefour de Triquerville inondé suite à la crue du 24 décembre 1999, 50 m en aval de la perte.

Par ailleurs, la saturation de la perte conditionne également le flux de particules en suspension entrant dans l'aquifère karstique. Le rôle du karst de la Craie dans le transport, le stockage et le relargage des matériaux issus de l'érosion du bassin versant en est donc directement dépendant.

Il a été possible d'obtenir par mesure une valeur approchée de cette valeur-seuil de débit : un collecteur débitmétrique ISCO 4150 a été placé dans la ravine qui draine le trop-plein de la béttoire de manière à y détecter la présence d'eau. L'apparition d'un écoulement (c'est-à-dire l'occurrence d'une valeur pour la hauteur d'eau) est mise en relation avec la valeur de débit obtenue légèrement en amont, au niveau des appareils de mesures et d'échantillonnage.

Le capteur a été installé pendant la période du 8 octobre au 9 novembre 2000, afin d'enregistrer un nombre de débordements suffisant pour pouvoir déterminer les conditions hydrologiques induisant un écoulement dans la ravine (Figure II. 34).

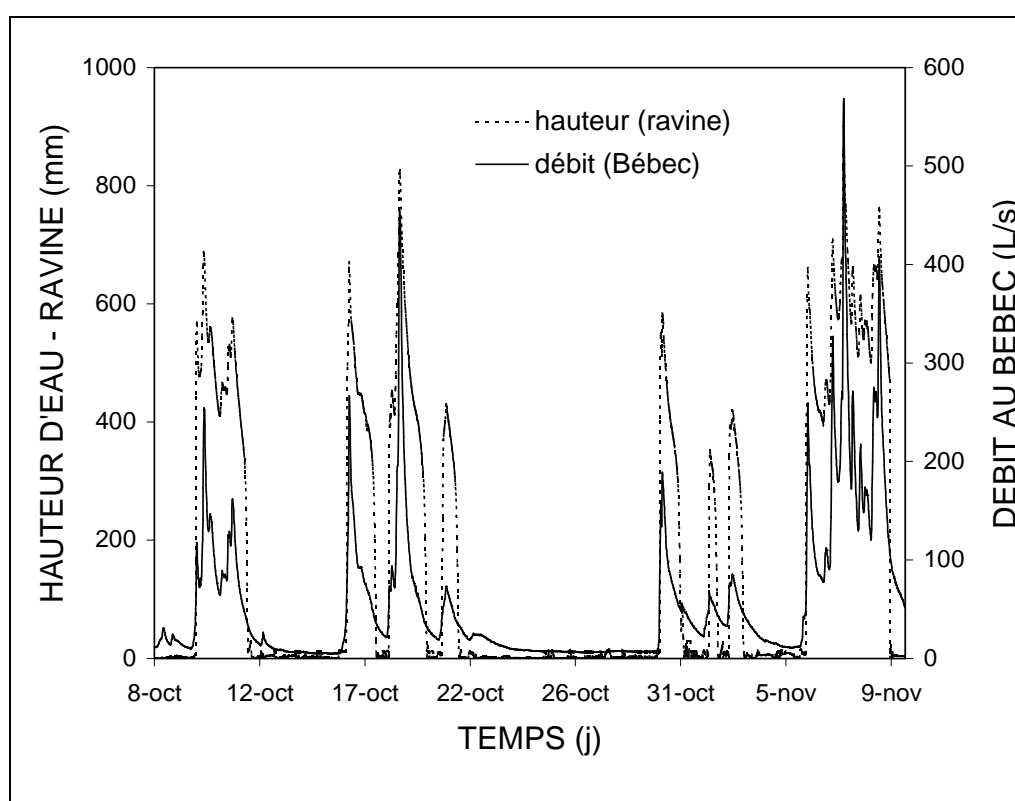


Figure II. 34 – Hauteur d'eau mesurée dans la ravine et débit du Bébec correspondant.

Si l'on examine en détail l'apparition de l'eau dans la ravine lors d'une montée en crue (Figure II. 35), il apparaît que le débit correspondant au début de l'augmentation de la hauteur d'eau dans la ravine est de l'ordre de 50 L.s^{-1} . Avant la pluie, le débit du Bébec est de 9 L.s^{-1} environ. Dans le cas du 9 octobre, le débit atteint 50 L.s^{-1} au bout de 5 h, et provoque l'apparition de l'eau dans la ravine. Cette valeur de débit est sensiblement la même pour tous les épisodes enregistrés durant cette période. Ainsi, les hauteurs d'eau mesurées dans la ravine et représentées en fonction des débits mesurés dans le ruisseau (Figure II. 36) montrent un fonctionnement biphasé lorsque le débit-seuil est dépassé :

1. le débordement de la perte se produit. La hauteur d'eau augmente progressivement dans la ravine, qui n'est pas le siège d'un écoulement important ;
2. la ravine est totalement active et l'écoulement se stabilise : cette portion de la courbe représente en quelque sorte la courbe de tarage de la ravine.

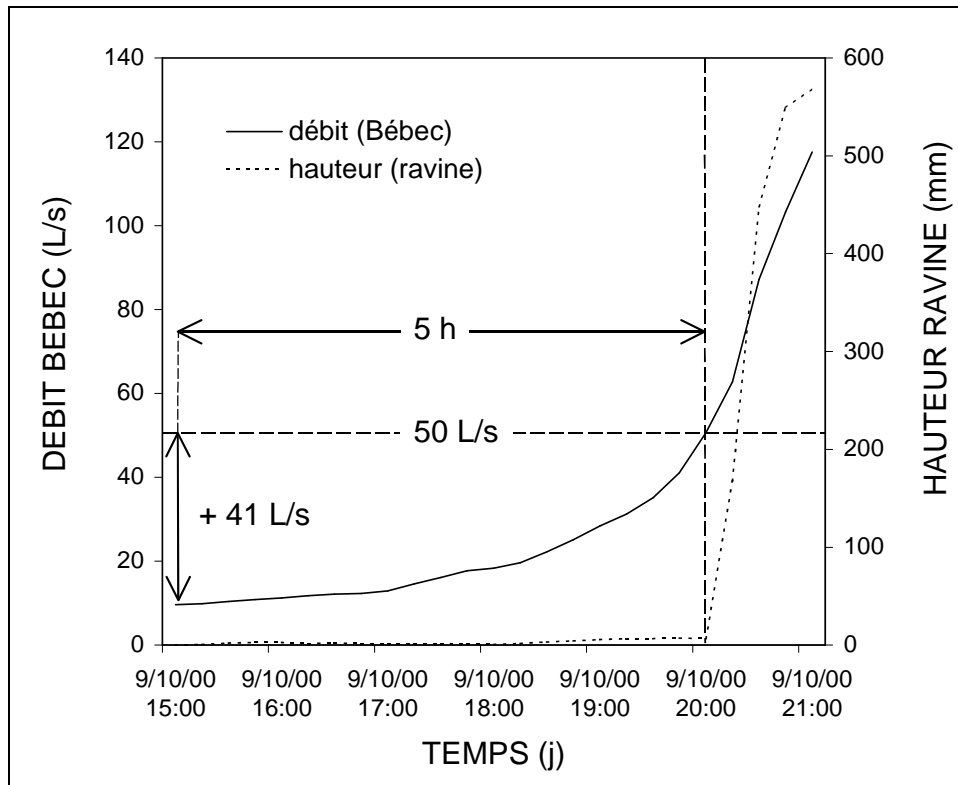


Figure II. 35 – Hauteur d'eau dans la ravine et débit correspondant au Bébec.

Une autre méthode peut être utilisée pour estimer le débit de saturation de la perte, basée sur la connaissance du volume de la perte à la limite du débordement : dans l'exemple de la figure 35, on calcule le volume d'eau provenant du Bébec nécessaire pour remplir la perte (volume écoulé pendant 5 h) jusqu'au débordement. Ce volume d'eau est fonction du débit du Bébec Q_B et du débit de fuite de la perte Q_P . On a donc :

$$\Delta t \cdot \sum (Q_B - Q_P) = V_P \quad (II.6)$$

soit :

$$Q_P = \frac{V_P - \Delta t \cdot \sum Q_B}{\Delta t} \quad (II.7)$$

avec V_P : volume de la perte jusqu'à la limite du débordement ; Δt : pas de temps de mesure (15 mn).

Pour un volume V_P estimé à 50 m³ d'après nos mesures des dimensions de la perte, le résultat du calcul donne un débit de fuite Q_P de 55 L.s⁻¹, c'est-à-dire à peu près identique à celui obtenu par mesure.

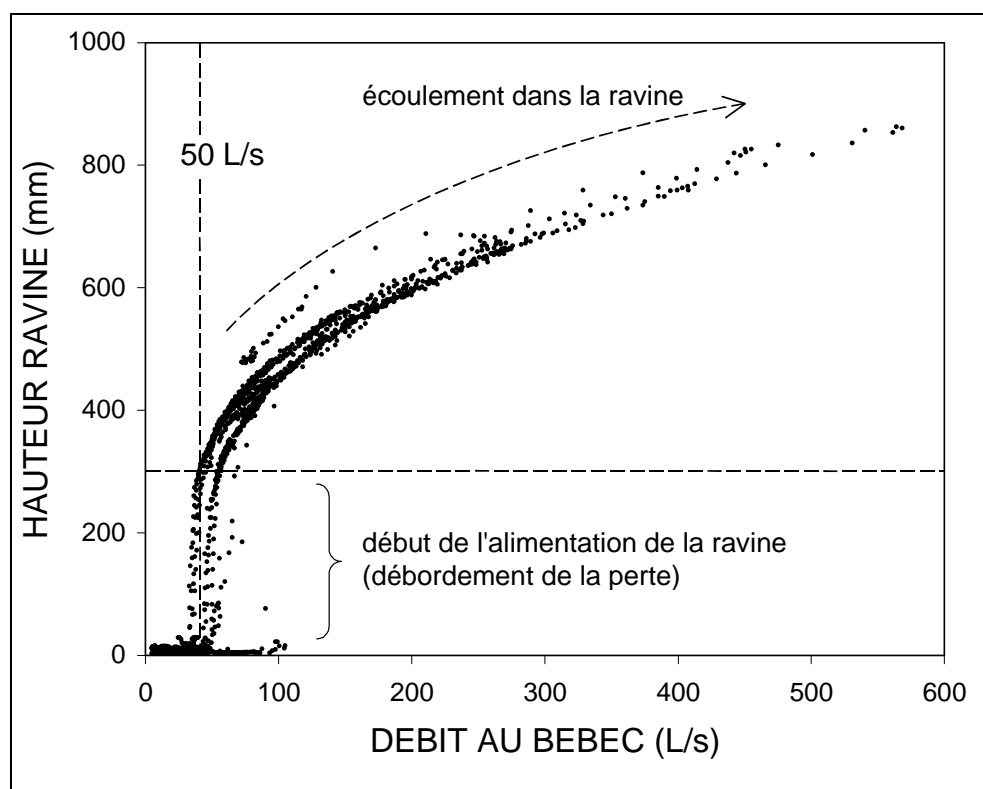


Figure II. 36 – Hauteur mesurée dans la ravine en fonction du débit au Bébec pendant la période de mesure.

Les flux de particules calculés à l'exutoire doivent donc être corrigés en tenant compte du débit-seuil, estimé à 50 L.s^{-1} : nous ne prenons en compte pour l'engouffrement qu'un flux turbide correspondant à un débit de 50 L.s^{-1} et à la turbidité mesurée (on suppose que la turbidité dans la dépression est homogène à tout instant et égale à celle du Bébec).

La correction de la masse effectivement introduite dans le karst selon cette valeur-seuil donne donc 54 t.a^{-1} , pour une masse totale exportée en suspension de 144 t.a^{-1} , soit un rapport masse engouffrée/masse exportée de 37% environ. Néanmoins, la perte constitue une zone à forte perte de charge qui occasionne vraisemblablement la décantation de la fraction la plus grossière des sédiments en suspension. Leur concentration dans les eaux emplissant la perte serait donc probablement plus élevée que dans les eaux évacuées par la ravine lors d'un débordement ; de fait, l'« écrêtage » serait peut-être un peu trop important, et la valeur exacte de la masse réellement engouffrée est très difficile à estimer.

On peut donc distinguer deux types de fonctionnements selon l'intensité des précipitations :

1. Précipitations faibles : la capacité érosive du ruisseau est quasiment nulle, et seuls les sédiments présents dans le lit du Bébec ou dans les rares thalwegs drainés sont mobilisables ;
2. Précipitations fortes : le ruissellement est généralisé sur le bassin versant, les drains sont en majorité actifs. Les eaux de ruissellement créent de l'érosion sur les versants du bassin, et alimentent le courant pérenne. Ce dernier concentre les eaux turbides vers l'exutoire du bassin versant, à partir

duquel i) la lame d'eau s'engouffre à la perte tant que le débit de saturation de la perte n'est pas atteint, ou ii) une partie de la lame d'eau alimente la ravine en aval de la perte si celle-ci a atteint son débit de saturation.

IV Conclusion

Du point de vue hydrologique, l'année hydrologique 2000 a été marquée par un cumul de précipitations supérieur à la moyenne annuelle pour la Haute-Normandie (700 mm). Certains épisodes engendrent une érosion importante du bassin, mais ils restent peu fréquents : c'est le cas de la crue du 24 décembre 1999, pour laquelle il apparaît clairement que l'érosion a atteint les formations limoneuses des versants du plateau. En effet, la distribution microgranulométrique des particules transportées lors de cet événement comporte un mode à 20-25 μm caractéristique des limons de plateaux.

D'autres épisodes de crue de forte amplitude (23 novembre 2000) ne montrent pas les mêmes caractéristiques au niveau érosif : les particules transportées ne correspondent pas aux matériaux des formations superficielles du point de vue microgranulométrique. La différence entre ces 2 types d'événements réside probablement dans la durée de la crue : pour des amplitudes équivalentes, la crue de décembre 1999 a duré presque quatre fois plus longtemps que celle de novembre 2000 (151 h et 41 h, respectivement).

Les crues de faible amplitude, quant à elles, n'ont qu'une capacité érosive très limitée, et la charge particulaire associée n'est vraisemblablement liée qu'à la remise en suspension dans les drains du bassin des sédiments les plus facilement remobilisables.

L'érodabilité du bassin, fonction de l'amplitude (débit de pointe) et de la durée des crues, reste donc à étudier dans le détail sur le bassin-pilote du Bébec, afin de pouvoir tenter une modélisation du comportement en transport de ce bassin versant, tout au moins en ce qui concerne la charge en suspension.

PARTIE 3. TRANSFERTS DANS L'AQUIFERE CRAYEUX KARSTIFIE

Introduction

L'analyse des processus de transfert de la matière particulaire engouffrée dans le système karstique par la perte du Bébec est ici entreprise. Cette étude nécessite l'utilisation d'approches complémentaires, basées notamment sur les évolutions de paramètres quantitatifs et qualitatifs. Une comparaison systématique avec les éléments en solution est réalisée pour chaque épisode suivi.

Des traçages ont été réalisés à différentes périodes de l'année avec des traceurs classiques (fluorescéine, rhodamine), mais également à l'aide de traceurs moins conventionnels (diatomées, farine). Ces essais constituent la première approche de la caractérisation du système, permettant dans un premier temps d'identifier les connexions et d'avoir une première estimation des vitesses apparentes au sein du système karstique.

L'étude de terrain proprement dite est quant à elle basée en premier lieu sur la mesure en continu des paramètres que sont la turbidité, la conductivité électrique compensée à 25°C, et la température aux trois sites (perte du Bébec, source du Hannetôt, forage AEP de Saint Maurice d'Etelan). Le débit a été enregistré au Bébec et à la source du Hannetôt.

D'autre part, des échantillonnages ont été effectués soit par déclenchement automatique du préleveur en fonction d'une valeur-seuil de turbidité mesurée par la sonde, soit manuellement, en fonction des prévisions météorologiques. Cette dernière méthode s'est d'ailleurs révélée beaucoup plus efficace que la première, les déclenchements intempestifs s'étant avérés relativement fréquents. Cette approche consiste ainsi en la recherche et l'utilisation de traceurs naturellement présents dans les eaux pour i) décrire les propriétés de transport du système dans son ensemble, ii) caractériser son hétérogénéité en déterminant chacun de ces compartiments.

I Identification des relations entrée/sortie par traçages

Plusieurs essais de traçage ont été effectués entre la perte, la source du Hannetôt et le forage du SIAEP de Saint Maurice d'Etelan, afin de mettre en évidence les connexions entre ces trois points.

En 1964, un traçage à l'uranine a été réalisé entre la perte du Bébec et la résurgence, indiquant une vitesse de 75 m/h (restitution après 29h). Quatre essais de traçage ont été effectués en mai 1997, octobre 1999, février 2000 et février 2001.

Les essais de traçage ont été réalisés au moyen d'espèces solubles pour étudier le transport de soluté (traceurs fluorescents dans notre cas : fluorescéine S et rhodamine B), mais une approche axée sur le transport d'éléments en suspension a également été tentée. Nous avons pour cela utilisé une espèce cultivée de diatomées et de la farine (grains d'amidon).

Pour le cas des colorations, nous avons limité les quantités injectées à 1 kg de fluorescéine S dans la perte du Bébec de manière à limiter les risques d'apparition d'une eau trop colorée chez les consommateurs.

1 Mode opératoire et conditions de réalisation

Pour effectuer les prélèvements et les dosages, nous disposions :

- d'une pompe immergée dans le forage AEP avec une prise d'eau en dessous de l'arrivée du chlore dans la crépine ;
- de 2 préleveurs automatiques d'échantillons ISCO 6700 , un au forage et un à la source ;
- d'un fluorimètre de terrain Turner Designs modèle 10-AU. Le seuil de détection est de $0,1 \mu\text{g.L}^{-1}$ pour la fluorescéine ; toutefois le bruit de fond naturel est équivalent à une concentration de l'ordre du $\mu\text{g.L}^{-1}$. La température de l'eau influe sur la fluorescence pour 0,0036 unité par °C pour celle utilisée pour la fluorescéine ;
- de 2 sondes YSI 6820 multiparamètres (turbidité, conductivité/température), implantées au forage et à la source ;
- d'un microscope électronique à balayage permettant de reconnaître les particules en suspension après filtration.

Le traçage de mai 1997 a été réalisé avec de la fluorescéine dans des conditions d'étiage important et l'intégralité du ruisseau Bébec s'engouffrait dans la perte, aucune turbidité n'était notable (maximum 10 NTU à la source et à la perte).

Les traçages d'octobre 1999 et février 2000 sont réalisés avec de la fluorescéine en période de hautes eaux avec une turbidité voisine de 7 NTU dans tous les compartiments du système karstique. En février une injection simultanée de diatomées calibrées à $3.7 \mu\text{m}$ a été réalisée à la perte.

La campagne de traçages de janvier 2001 réalisée en hautes eaux comporte 3 injections de fluorescéine, et 1 injection de farine de blé.

Les prélèvements sont réalisés avec un pas d'échantillonnage de 1h par flacon à la source et au forage.

2 Résultats

2.1 Essais de traçages « particuliers »

Le traçage utilisant les diatomées ne s'est pas avéré positif : le nombre de diatomées injectées (196 000 000) était insuffisant, et aucun test n'a pu être identifié avec certitude tant à la source qu'au forage. Le traçage réalisé au moyen des grains d'amidon a été également négatif. Des grains d'amidon sont présents à la source et au forage, mais leur état de dégradation ne permet pas de déterminer s'ils sont bien originaires des 10 kg de farine injectée. De plus, il existe un bruit de fond détectable par la méthode de coloration au Lugol.

Les quantités injectées artificiellement n'ont pas été suffisantes pour pouvoir être détectées de manière optique (Microscope Electronique à Balayage). L'intérêt des sphères d'amidon (farine de blé) était une dissolution progressive qui aurait permis une reconduction de l'expérience après un délai relativement court. La présence d'amidon due aux cultures en amont ne permet pas de faire une recherche par méthode chimique classique (Lugol) car il n'y a pas de discrimination entre types d'amidon.

2.2 Traçages par colorations

Les traçages à la fluorescéine ont été positifs dans tous les cas, comme on peut le voir sur les figures III.1 à III.4, aussi bien à la source qu'au forage. Dans tous les cas, la connexion perte/source et perte/forage a été vérifiée.

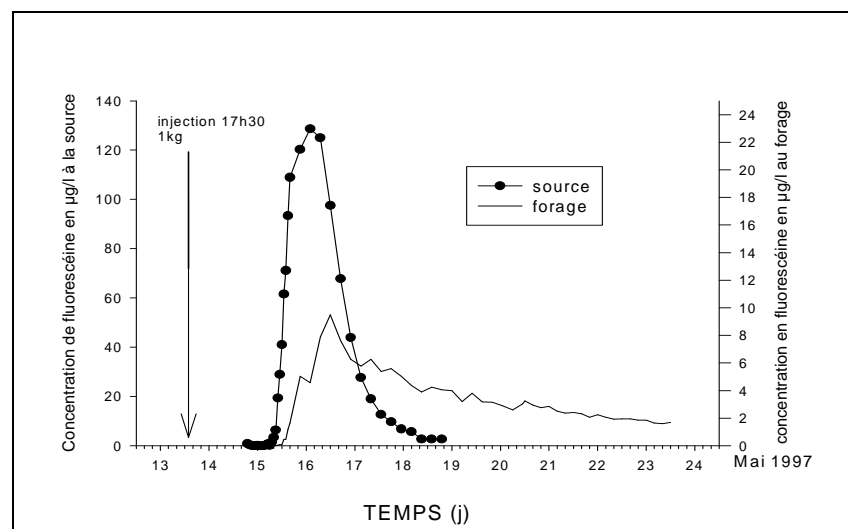


Figure III. 1 – Traçage à la fluorescéine de mai 1997.

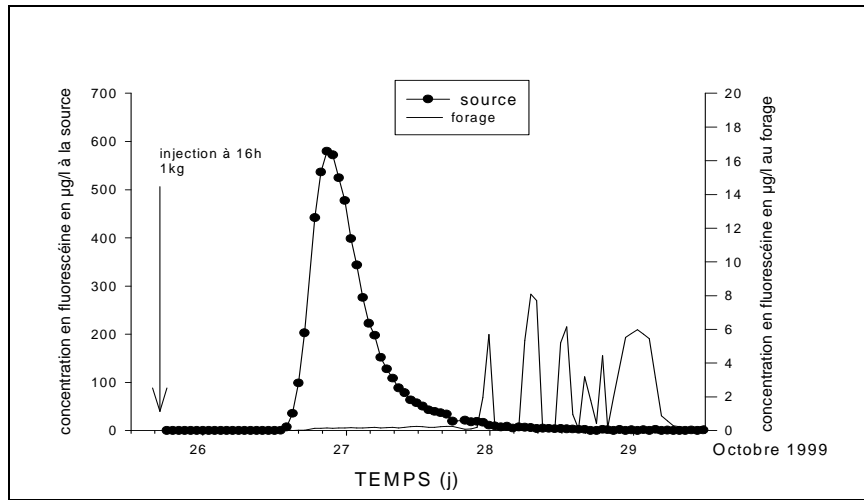


Figure III. 2 – Traçage à la fluorescéine d'octobre 1999.

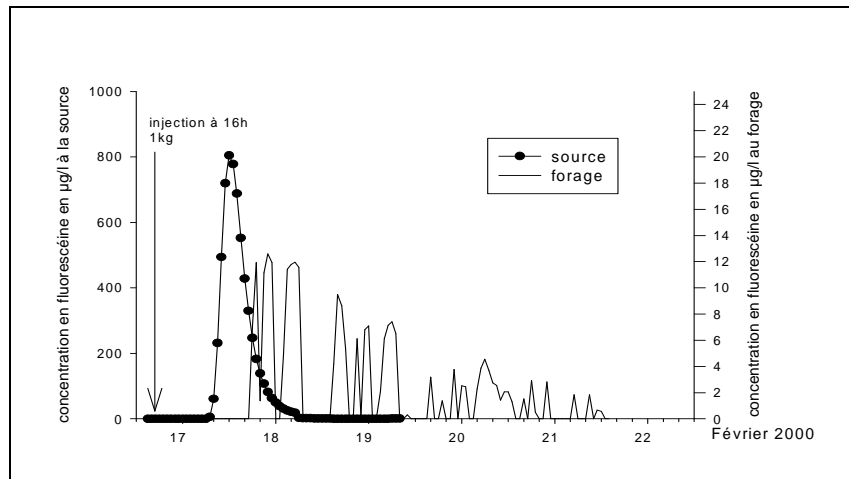


Figure III. 3 – Traçage à la fluorescéine de février 2000.

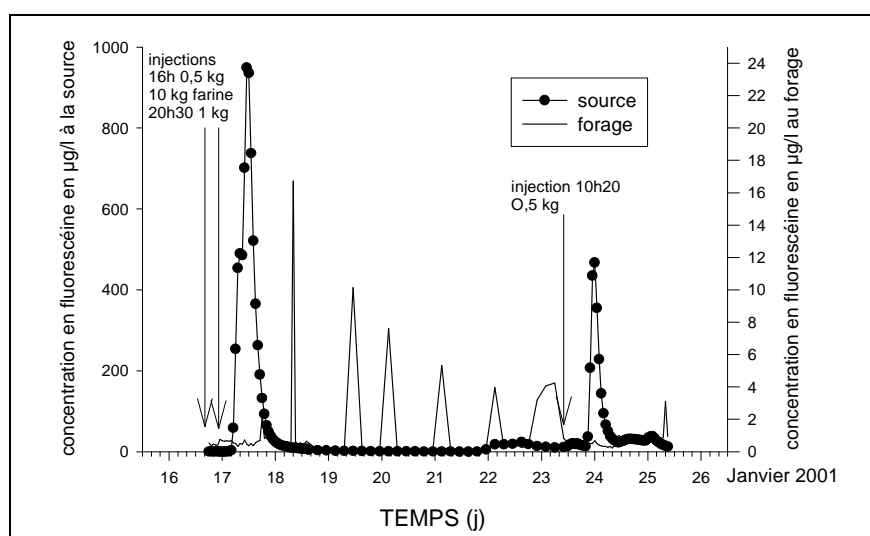


Figure III. 4 – Traçage à la fluorescéine et à l'amidon de janvier 2001.

Les temps de transfert obtenus d'après les différents traçages de la perte du Bébec à la source varient, en fonction des conditions hydrodynamiques, entre 11 et 38 heures pour les temps d'arrivée, et entre 15 et 45 heures pour les temps modaux. La durée de restitution des traceurs est légèrement plus courte à la source qu'au forage, avec un temps de transit apparent source/forage de l'ordre de 5 à 10 heures. Les vitesses de transfert apparentes, suivant les temps d'arrivée, varient donc de 52 à 180 m.h⁻¹, ce qui suggère un transport de type karstique. Les vitesses de transfert apparentes pour le système perte/forage sont elles aussi relativement élevées, ce qui conduit également à envisager un transport de type karstique. La relation entre le réseau karstique des pertes du Bébec et le forage AEP de Saint Maurice d'Etelan est en tout cas prouvée, puisque le traceur est toujours retrouvé au forage. Nous pouvons cependant remarquer la différence entre la restitution à la source et au forage : les courbes obtenues à la source sont très nettes, alors que les courbes de restitution au forage sont plus perturbées. Dans ce dernier cas, le traceur semble arriver au niveau du point de prélèvement par saccades.

Le Tableau III. 1 synthétise les valeurs des vitesses apparentes modales mesurées, du débit moyen à la source pendant la campagne, et des taux de restitution calculés. Les taux de restitution calculés à la source sont toujours très élevés, proches de 100%, et ne semblent pas liés au débit de la source.

Tableau III. 1 – Vitesses modales, débit moyen et taux de restitution à la source.

	V_M apparente (m.h ⁻¹)	Q_m (L.s ⁻¹)	R (%)
Octobre 1999	76	34	93
Février 2000	96	47	99
Janvier 2001, injection 1	137	64	94
Janvier 2001, injection 2	137	63	95

avec V_M : vitesse modale apparente, Q_m : débit moyen à la source pendant la campagne, R : taux de restitution du traceur à la source.

3 Interprétations

3.1 Restitution à la Source

Les différents traçages réalisés au cours des trois dernières années sont représentés en Figure III. 5, sous forme de distribution des temps de séjour. Ce type de représentation est classiquement utilisé pour la comparaison des traçages entre eux : l'information sur la vitesse apparente de transfert est conservée, et les courbes sont comparables entre elles sur un même graphe puisque leur surface est normalisée de manière à s'affranchir de la masse de traceur utilisée. Sur la figure, nous avons indiqué les valeurs des taux de restitution calculés ainsi que le débit moyen à la source pendant la durée du pic.

Pour le traçage de janvier 2001, une première injection de 0.5 kg de fluorescéine avait été réalisée le 16 janvier à 16h. Un dispositif d'injection de traceur dont le déclenchement devait s'opérer en fonction de la turbidité de manière à pouvoir comparer le transport des particules à celui du soluté lors d'une crue turbide avait été installé à la perte. Un déclenchement intempestif dû à une mesure de turbidité erronée a provoqué une deuxième injection de 1 kg de fluorescéine le même jour à 20h30. Le pic de restitution obtenu à la source est donc bimodal. La courbe de restitution totale a été décomposée de manière à retrouver la part respective de chacune des deux injections dans la restitution totale (Figure III. 6). La valeur signalée au-dessus de chacun des deux pics est la surface du pic en $\text{mg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{h}$: nous pouvons vérifier que la masse restituée pour le deuxième pic (injection de 1 kg) est bien deux fois supérieure à celle restituée au premier pic (injection de 0.5 kg). Le délai entre les injections, de 4h30, est à peu près conservé lors de la restitution (décalage des temps modaux de 4h) si l'on tient compte de l'incertitude liée au pas d'échantillonnage de 1h à la source. L'évolution du temps modal de la courbe de restitution est linéairement liée au débit de la source (Figure III. 7).

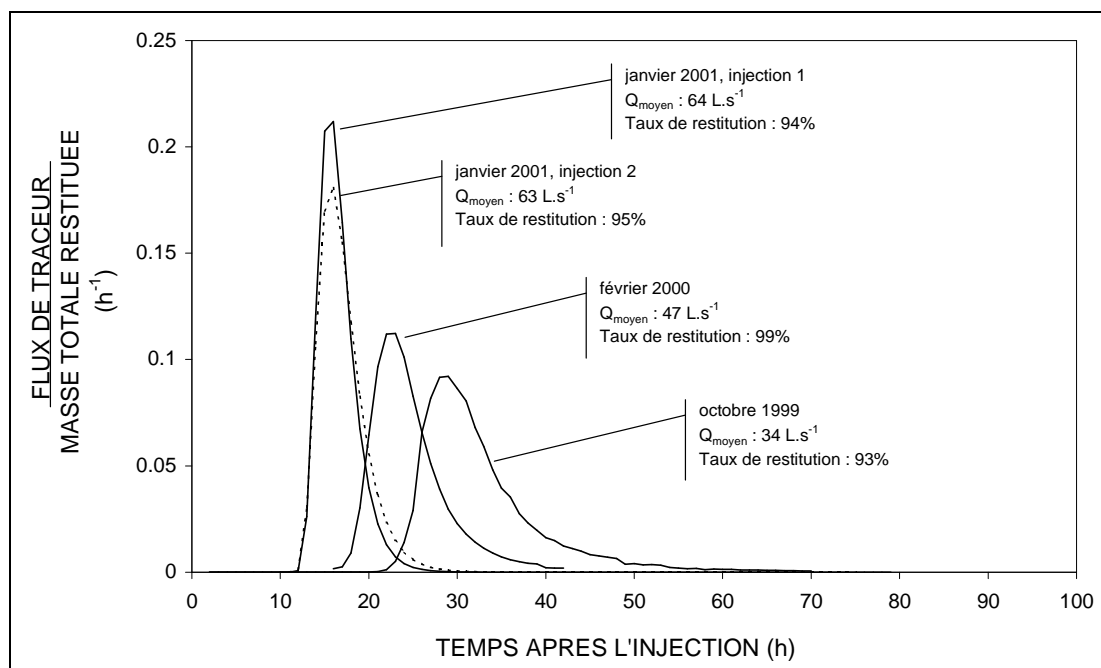


Figure III. 5 – Distribution des temps de séjour pour 4 traçages réalisés entre octobre 1999 et janvier 2001.

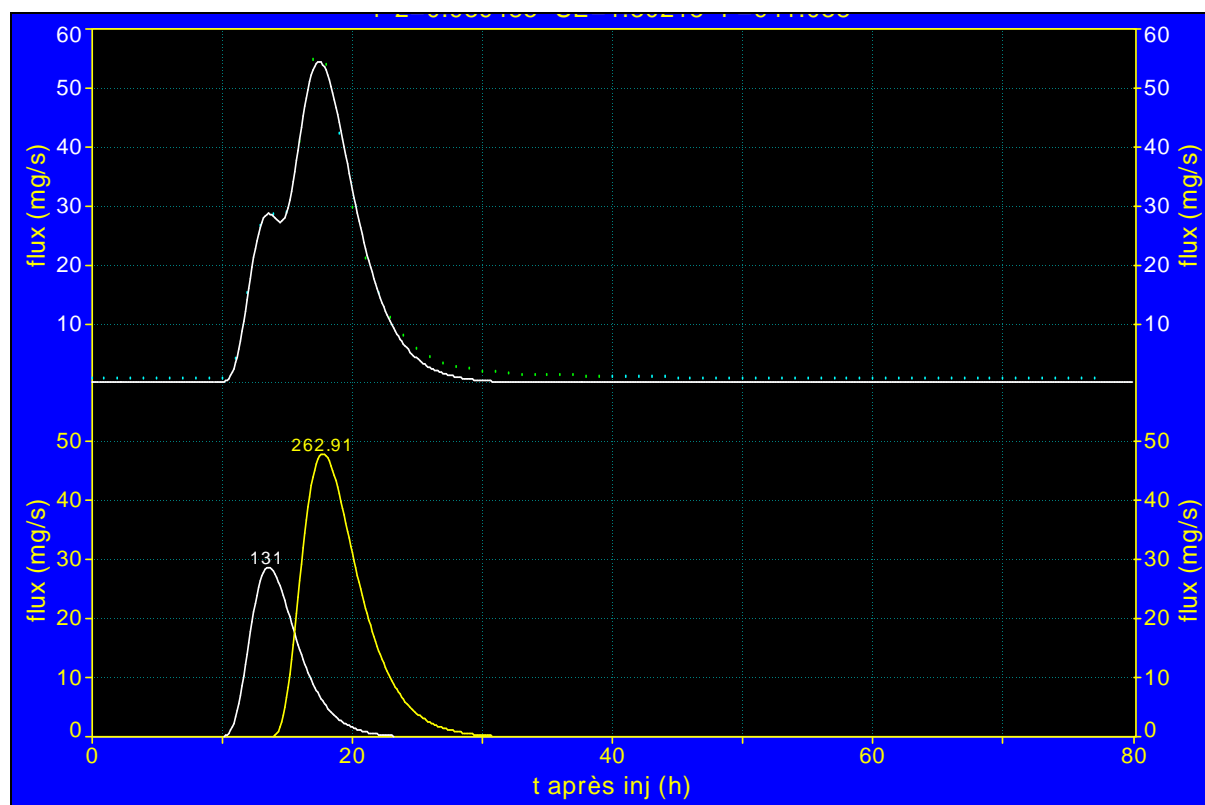


Figure III. 6 – Décomposition de la courbe de restitution du traçage de janvier 2001.

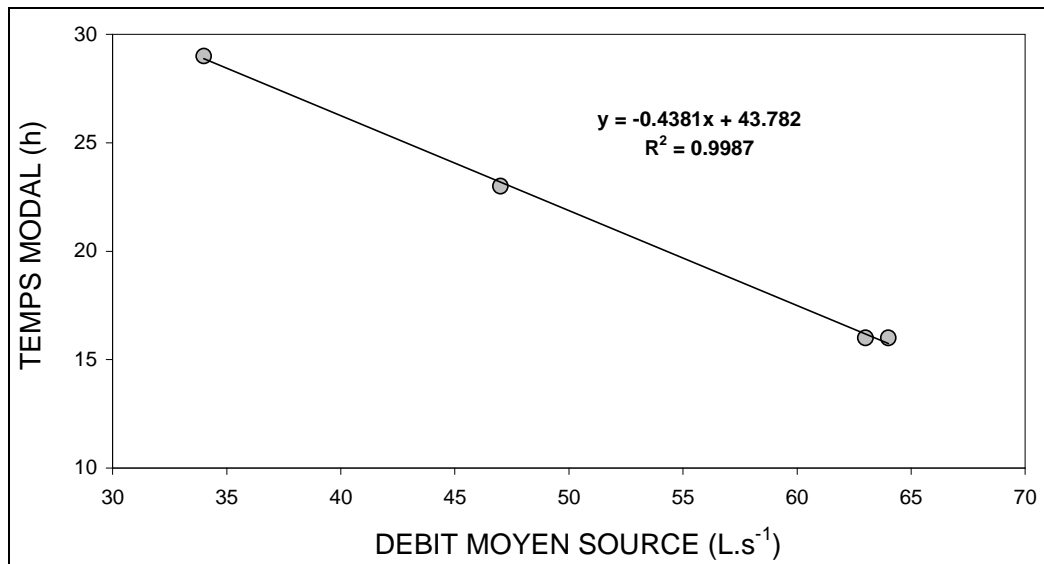


Figure III. 7 – Evolution du temps modal de la restitution en fonction du débit de la source.

La distribution des temps de séjour est une représentation utile pour la comparaison des traçages entre eux, surtout dans le cas où les masses de traceur restituées sont très différentes, puisque la surface du pic est toujours égale à 1. En revanche, nous ne pouvons pas rigoureusement comparer la forme des courbes, puisque l'information sur le débit, dont la valeur modifie la forme de la restitution, est prise en compte dans la représentation. Une deuxième représentation est donc nécessaire, qui consiste à normaliser les flux de traceur et le temps. Le flux normé est :

$$\varphi_N = \frac{\varphi_i \cdot \Delta t}{M} \quad (\text{III.1})$$

où φ_i est le flux de traceur rapporté à la durée du pas d'échantillonnage Δt , et M la masse restituée.

Le temps normé t_N est obtenu par le rapport $t_N = t/t_m$, où t est le temps après l'injection et t_m le temps moyen donné par :

$$t_m = \frac{\sum_{i=1}^N C_i \cdot Q_i \cdot t_i}{\sum_{i=1}^N C_i \cdot Q_i} \quad (\text{III.2})$$

avec t_i , C_i , Q_i : temps après l'injection, concentration et débit au $i^{\text{ème}}$ pas de temps ; N nombre de pas (durée de l'échantillonnage).

Les courbes ainsi tracées peuvent être comparées entre elles, et leur surface donne le taux de restitution. Nous ne pouvons pas calculer les valeurs du coefficient de dispersion ou du nombre de Péclet pour les différents traçages, ne connaissant ni la géométrie du milieu traversé, ni les vitesses moyennes réelles. Les courbes de restitution sont presque centrées sur 1, mais le temps modal est toujours légèrement inférieur au

temps moyen en raison de l'asymétrie des courbes. Les variances des courbes de restitution normées permettent de comparer l'étalement des courbes, et donc indirectement la dispersion du traceur. Le Tableau III. 2 présente les variances calculées pour chacune des courbes normées. Les variances sont relativement proches, ce qui indique que la différence dans la forme des courbes de la Figure III. 5 est principalement due à l'effet du débit, plutôt qu'à celui du milieu : la dispersivité du milieu varie peu avec le débit moyen durant l'essai, et le volume du système-traçage reste quasiment constant quelque soit le débit.

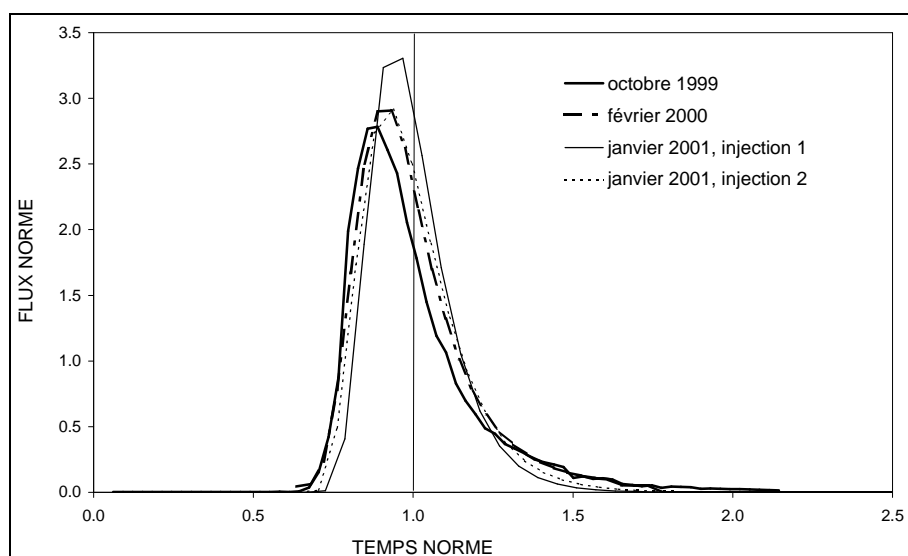


Figure III. 8 – Courbes de restitution normées pour les 4 traçages.

Tableau III. 2 – Variance des courbes de restitution pour chacun des 4 traçages.

	Octobre 1999	Février 2000	Janvier 2001, injection 1	Janvier 2001, injection 2
σ^2	0.59	0.59	0.49	0.44

3.2 Restitution au forage

Les valeurs des taux de restitution n'ont pas pu être calculées dans ce cas puisque le débit de la nappe au forage n'est pas connu. Les courbes de restitution au forage sont généralement complexes par rapport à celles obtenues à la source, à l'exception du traçage de mai 97. Celui-ci a été réalisé dans des conditions de fort étiage, et la courbe de restitution du traceur est très nette. Les autres essais de traçage ont été effectués en période de hautes eaux. Le traceur est généralement restitué par saccades, donnant des restitutions constituées par des séries de pics rapprochés dans le temps. Classiquement, ce phénomène peut être représentatif des milieux hétérogènes et fortement anisotropes vis à vis des propriétés de transport, comme les milieux fracturés. Toutefois, la chloration opérée lors de certaines phases de pompage pourrait également expliquer ce phénomène, par altération de la fluorocéline. Les faibles concentrations observées au forage par rapport à celles mesurées à la source peuvent s'expliquer par une dispersion et des phénomènes de

dilution beaucoup plus importants entre perte et forage qu'entre perte et source. Le temps de transit perte/forage reste en moyenne relativement court, avec des vitesses apparentes variant de 48 à 145 m.h⁻¹.

3.3 Implications pour la caractérisation du système

Les données des traçages montrent donc des transferts du soluté assez différents pour les systèmes perte-source et perte-forage. Dans le cas du système perte/source, les courbes de restitution sont unimodales. Leur forme dépend du débit de la source, et non des propriétés de dispersion du milieu, comme le montre la Figure III. 8. Nous pouvons en déduire que le volume du système-traçage est constant pour les différentes périodes auxquelles les traçages ont été réalisés. Les vitesses sont élevées, attestant du caractère karstique du système perte/source. Les taux de restitution du traceur sont forts, ce qui laisse supposer un réseau assez peu complexe, avec un conduit principal prenant en charge la majeure partie de l'écoulement provenant de la perte et du flux de traceur associé. Au forage, les vitesses apparentes de transfert restent élevées, dénotant un transport sur un mode karstique. Toutefois, le retard apparent de la restitution entre source et forage est relativement important (5 à 10 h) compte-tenu du faible éloignement de ces deux points (130 m) laissant supposer un mode de transport différent, moins rapide, à l'aplomb des alluvions de la Seine. Le type de restitution observé en ce point tend à confirmer le passage à un milieu de nature différente de la partie typiquement karstique en amont.

II Analyse des enregistrements en continu des paramètres physico-chimiques

1 Données hydrologiques générales sur l'année 2000

Les précipitations ont été particulièrement abondantes pendant l'année hydrologique 2000, avec un cumul de l'ordre de 1300 mm, la moyenne annuelle se situant habituellement autour de 700 mm. Nous pouvons remarquer sur les Figure III. 9, Figure III. 10, et Figure III. 11, la stabilité du débit à la source au cours de l'année : les valeurs du débit sont toujours de l'ordre de 50 L.s⁻¹. De plus, le débit ne semble pas directement corrélé aux précipitations, tout au moins au niveau des relations entre débit de pointe et intensité de précipitations.

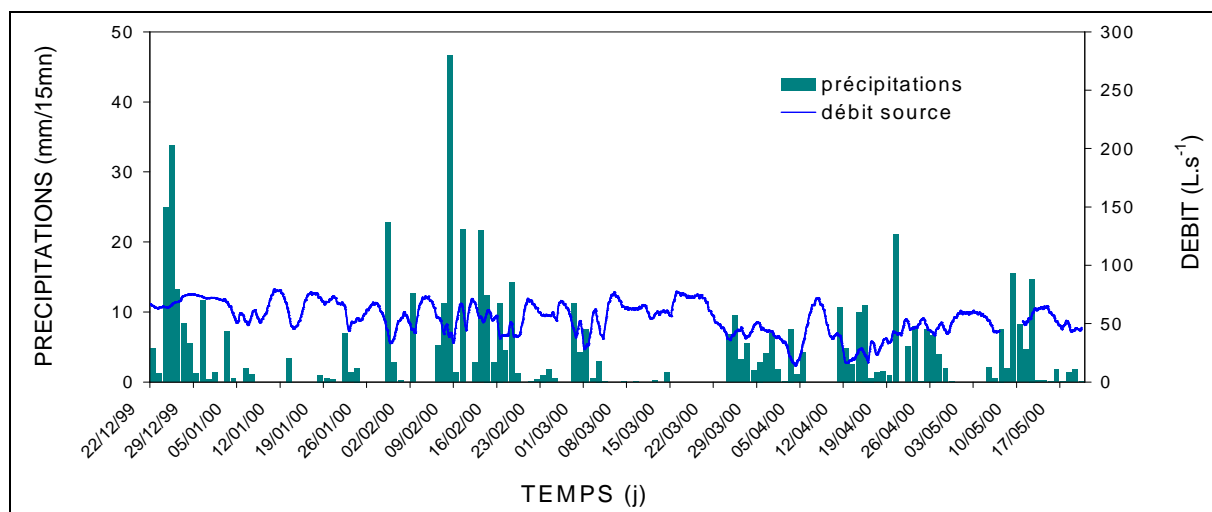


Figure III. 9 – Débit et précipitations pour la période du 22 décembre 1999 au 17 mai 2000.

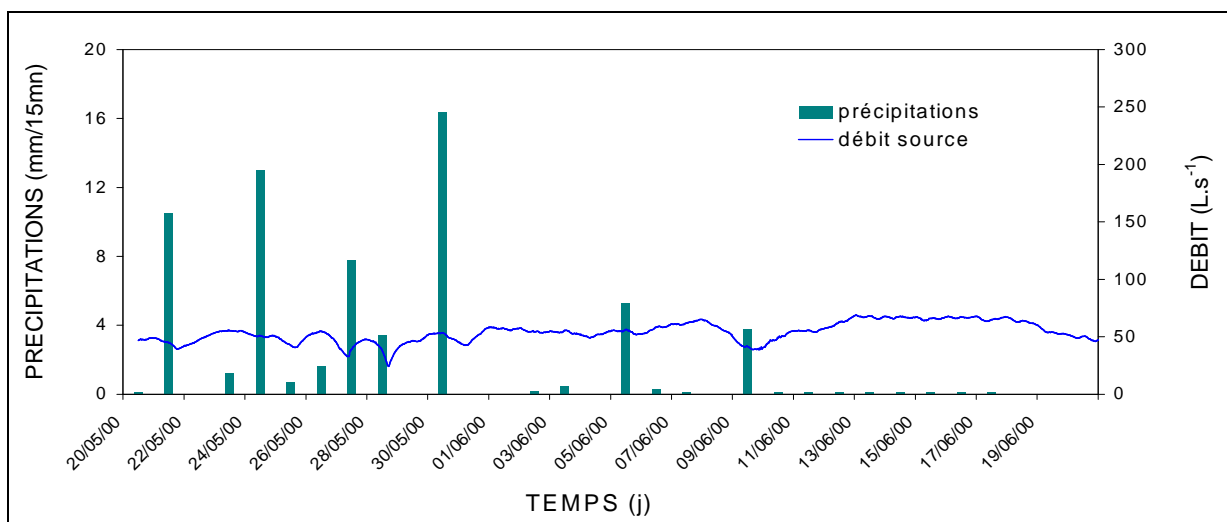


Figure III. 10 – Débit et précipitations pour la période du 20 mai 2000 au 25 juin 2000.

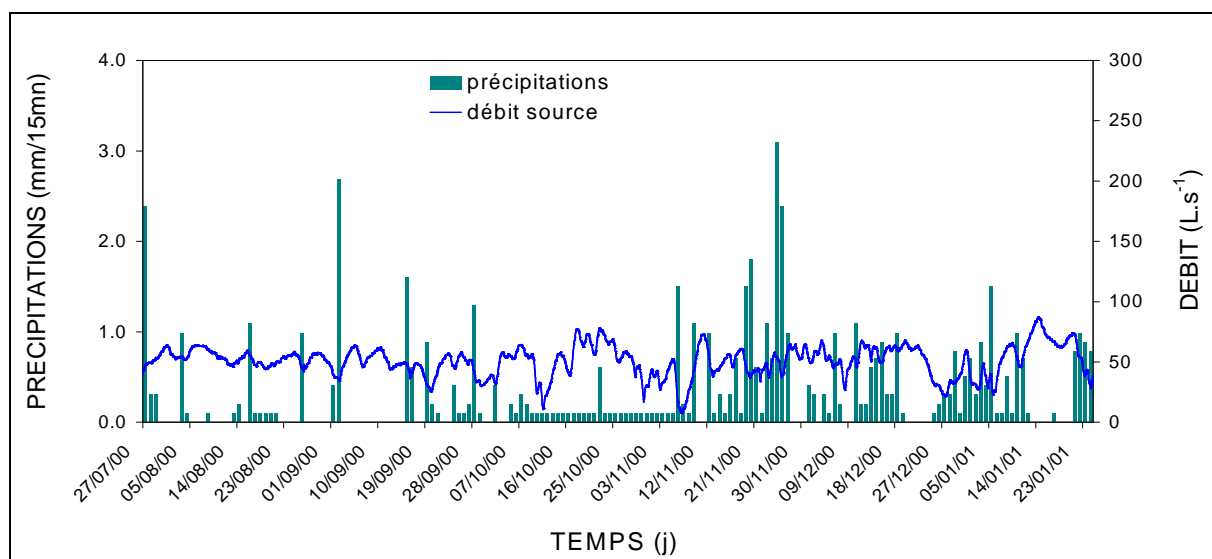


Figure III. 11 – Débit et précipitations pour la période du 27 juillet 2000 au 24 janvier 2001.

2 Méthodologie

2.1 Principe de l'analyse

Le travail de base de l'analyse des épisodes consiste à comparer les restitutions du flux d'eaux de surface avec le flux de matériaux particuliers à la source.

Sur le plan qualitatif, cette comparaison concerne le déphasage entre la restitution des particules et du flux d'eaux de surface. Pour cela, nous utilisons la conductivité électrique comme marqueur des eaux superficielles. Ce paramètre est fonction de la charge ionique totale de l'eau considérée, et est représentatif de la minéralisation totale de l'eau. La conductivité des eaux du Bébec est faible, de l'ordre de $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. En période de crue sur le bassin versant, les eaux du Bébec sont gonflées par les eaux de ruissellement, très peu minéralisées. La conductivité atteint alors des valeurs inférieures à $100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. A la source du Hannotôt, en période de non-crue⁴, les eaux comportent pour l'essentiel des eaux de l'aquifère de la Craie (nappe de la Craie), très minéralisées car provenant du drainage matriciel de la Craie : le réseau karstique draine la nappe de la Craie. Des eaux du Bébec sont également présentes à la source, en quantité beaucoup moins importante que les eaux de la Craie. On distingue donc clairement les eaux « karstiques » des eaux de la nappe de la Craie, les eaux karstiques étant de chimisme très variable, en fonction des apports de la surface. En moyenne, la conductivité des eaux du karst (i.e., eaux de la Craie + une faible part d'eaux du Bébec) est de l'ordre de $360 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. En période de crue, les eaux du Bébec, de conductivité faible puisqu'essentiellement issues du ruissellement des eaux de pluie, sont engouffrées dans le réseau karstique. Leur arrivée à la source, dont les eaux sont relativement minéralisées, se manifeste par une chute de la conductivité, en raison de cet apport d'eaux de conductivité faible. La conductivité des eaux du système karstique varie donc lors d'un épisode de crue.

Sur le plan quantitatif, nous calculons les taux de restitution du flux d'eau de surface et le bilan massique du flux de particules en suspension sur chaque épisode considéré dans son ensemble, depuis le début de la crue jusqu'au retour au niveau de base. Pour les particules, nous utilisons les enregistrements des chroniques de turbidité, qui sont étalonnées en concentrations en particules. Nous calculons ensuite grâce au débit les flux de particules, puis la masse totale engouffrée à la perte et restituée à la source par intégration de la courbe des flux sur la durée de l'épisode. Pour le flux d'eaux de surface, le seul paramètre enregistré en continu dont nous disposons est la conductivité. La méthode utilisée est basée sur un modèle simple de mélange à 2 composantes. A la source, le débit total instantané mesuré toutes les 15 mn est donné par :

$$Q_S = Q_{Karst} + Q_{ES} \quad (\text{III.3})$$

⁴ Nous avons choisi d'utiliser le terme de « non-crue » plutôt que celui d' « étiage » pour les périodes de stabilité (pas de précipitations), de manière à marquer la différence avec l'étiage au sens annuel du terme.

De même, le flux total instantané d'espèces ioniques dissoutes (mesuré indirectement par le biais de la conductivité électrique toutes les 15 mn) est :

$$Q_S C_S = Q_{Karst} C_{Karst} + Q_{ES} C_B \quad (III.2)$$

La résolution de ce système donne :

$$Q_{Karst} = Q_S \cdot \frac{(C_S - C_B)}{(C_{Karst} - C_B)} \quad (III.3)$$

$$Q_{ES} = Q_S \cdot \frac{(C_S - C_{Karst})}{(C_B - C_{Karst})} \quad (III.4)$$

où Q_S est le débit de la source, Q_{Karst} la composante « karstique » du débit de la source, Q_{ES} la composante « flux de surface » (contribution des eaux de surface à la source), C_S la conductivité enregistrée à la source, C_B la conductivité enregistrée à la perte des eaux de surface pendant la phase d'engouffrement, et C_{Karst} la conductivité des eaux de la source avant la crue (sans influence des eaux de ruissellement du bassin versant du Bébec).

Pour calculer le taux de restitution des eaux de surface engouffrées, le volume d'eau à la perte considéré est corrigé du débit de base du Bébec avant la crue, puisque ce débit de base est déjà pris en compte dans les variables Q_{Karst} et C_{Karst} . Finalement, le principe de calcul revient à ne prendre en considération que l'apport des eaux de ruissellement de surface aux eaux du karst.

La Figure III. 12 illustre assez nettement l'efficacité de la conductivité comme marqueur du flux de surface : à chaque maximum de dilution (conductivité minimale : traits en pointillés) correspond un point d'inflexion sur la courbe du débit de la source, indiquant un pic du flux d'eaux de surface.

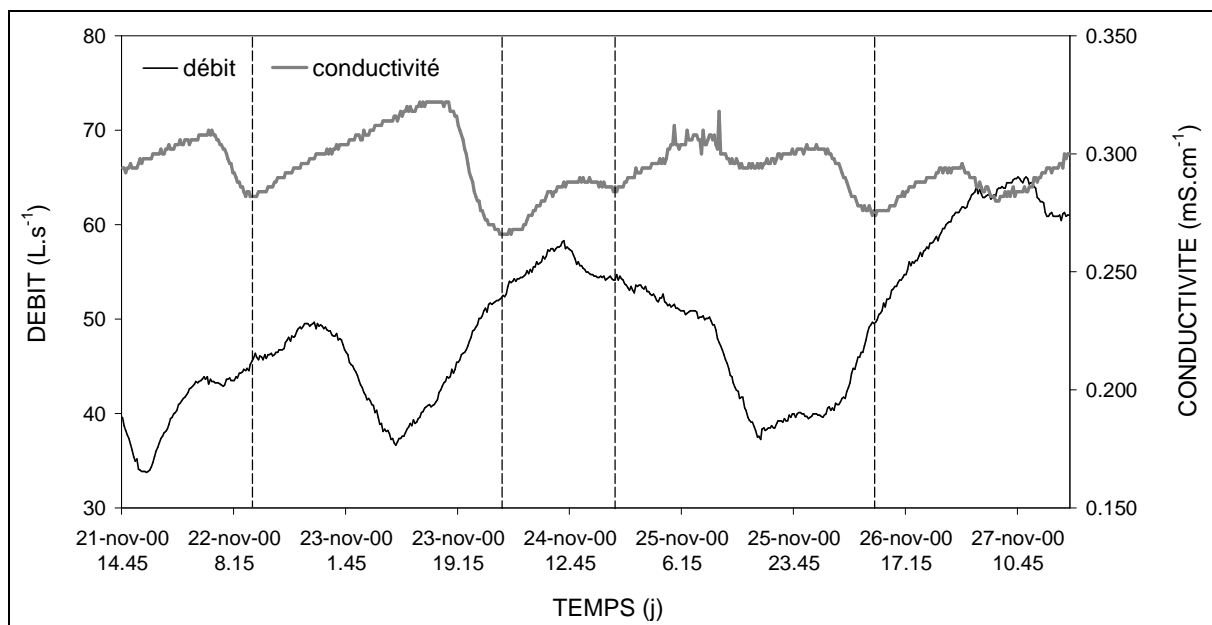


Figure III. 12 – Conductivité électrique et débit à la source du Hannetôt (mois de novembre 2000).

2.2 Limitations

Pour la turbidité, le bilan massique calculé ne peut pas être considéré comme un taux de restitution : la turbidité ne peut pas être considéré comme un traceur, car elle n'est pas conservative. Les particules sont en effet soumises à des phénomènes de dépôt, de piégeage au cours de leur transfert, et par conséquent peuvent aussi être relarguées à la faveur des variations des conditions hydrodynamiques (remise en suspension intrakarstique). L'un des objectifs de ce travail concerne ainsi en l'identification de ces processus dans le transport des particules en suspension.

Pour le flux d'eaux de surface, elles sont d'ordre géochimique. L'utilisation de la conductivité électrique comme traceur reste une approximation, sachant que toutes les espèces ioniques constituant la charge ionique totale ne sont pas conservatives, notamment en ce qui concerne les carbonates en solution, vraisemblablement, vu la nature de l'encaissant. Pourtant, la conductivité électrique reste beaucoup plus proche d'un traceur conservatif que la turbidité, et d'autre part la quantité importante de données disponibles pour ce paramètre facile à mesurer permet un calcul relativement précis des mélanges. Nous discuterons brièvement au paragraphe IV de la pertinence de l'utilisation de la conductivité comme marqueur du flux de surface.

3 Description d'épisodes particuliers

3.1 Tempête du 24 décembre 1999

A Chronique⁵

Au cours de deux épisodes pluvieux consécutifs de 23,2 et 21,4 mm.j⁻¹, respectivement les 24 et 25 décembre 1999, le débit du Bébec présente pour cette période des variations importantes, de 40 L.s⁻¹ à plus de 300 L.s⁻¹. Le total cumulé des précipitations pendant la période considérée (24 décembre 1999 au 1^{er} janvier 2000) est de 105 mm (cf. partie 2). Le débit moyen à la source est de 69.7 L.s⁻¹, et le débit maximal atteint est de 75.4 L.s⁻¹.

⁵ A cette période, le préleveur automatique du forage de Saint-Maurice d'Etelan n'était pas équipé d'une sonde multiparamètres, contrairement à la perte et à la source. Les mesures de turbidité correspondantes sont donc ponctuelles, obtenues au laboratoire à partir des échantillons prélevés. Les enregistrements en continu au forage sont disponibles à partir du 4 avril 2000.

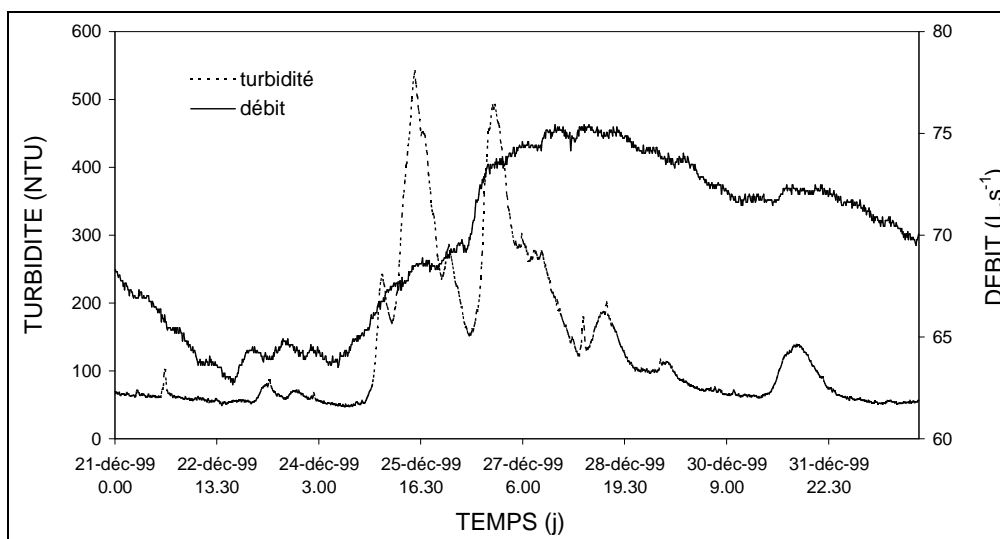


Figure III. 13 – Débit et turbidité lors de l'épisode du 24 décembre 1999.

Dans la semaine du 25 décembre 1999, la turbidité à la perte dépasse les 1700 NTU. Elle est de 500 NTU à la source, alors qu'elle reste faible au niveau du forage (maximum de 10 NTU). Le niveau de base de la turbidité (i.e. hors période de crue) est compris entre 0 et 0.2 NTU au forage et 10 NTU à la source.

La réponse turbide à la source est directement corrélée aux introductions avec une dilution apparente importante des eaux turbides de surface par les eaux de l'aquifère (environ 70% d'après le rapport de la turbidité maximale de la restitution à la turbidité maximale de l'introduction). Deux pics de restitution turbide sont nettement visibles (Figure III. 13, Figure III. 14). Pour le premier pic, le temps de transit par rapport à la phase d'introduction correspondante à la perte est de 16h30, pour le deuxième, il est de 10h45. Ces valeurs doivent être prises comme des ordres de grandeurs : en effet, la turbidité maximale mesurable par la sonde a été dépassée dans chacun de ces deux cas, et les valeurs manquantes ont été extrapolées. L'incertitude est de 5h15 pour le premier pic, et de 8h45 pour le deuxième. En revanche, pour les pics des 30-31 décembre, dont les mesures n'ont pas été tronquées, le décalage est de 23h45 : le temps de transit dans ce cas est plus long que pour les deux premiers pics, même si l'on tient compte de l'incertitude due à l'absence de données. Le temps de transit observé lors du traçage de mai 1997 (fort étiage) était de 24h30, similaire à celui observé pour le dernier pic de turbidité.

Au forage, le retard de la réponse turbide par rapport à la source est compris entre 4h30 et 12h30 (incertitude due au pas d'échantillonnage de 8h au forage) ; la turbidité est 50 fois plus faible (maximum de 10 NTU) que celle mesurée à la source. Cette valeur, faible en regard des turbidités mesurées à la perte et à la source, reste cependant très supérieure aux valeurs admises pour un captage AEP (seuil de turbidité admissible de 0.5 NTU selon la norme européenne).

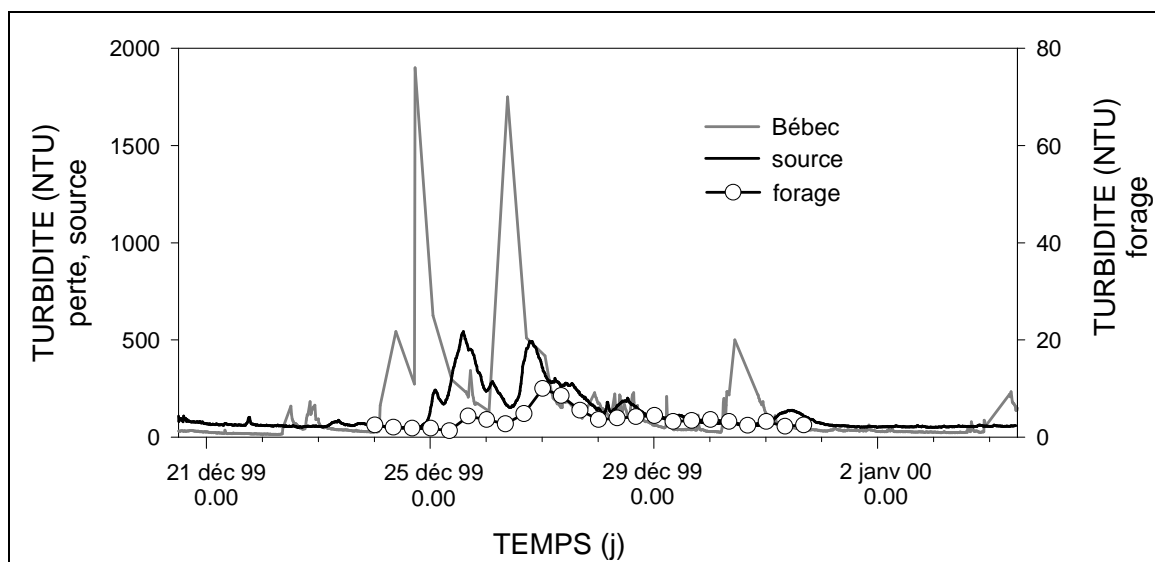


Figure III. 14 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour la crue du 24 décembre 1999.

La Figure III. 15 montre que dans l'ensemble, une augmentation de la turbidité est accompagnée par une baisse de la conductivité électrique, ce phénomène manifestant l'arrivée à la source des eaux de surface. Néanmoins, le minimum de conductivité est atteint 6h après le pic de turbidité pour le pic du 25 décembre, et plus de 4h après le pic de turbidité pour l'épisode du 31 janvier 2000. Cette tendance est confirmée par une relation entre turbidité et conductivité en forme d'hystérésis rétrograde (Figure III. 16) : la turbidité est en avance sur la chute de conductivité. En outre, pour l'épisode double des 25 et 28 décembre, ce retard augmente entre le premier et le deuxième pic.

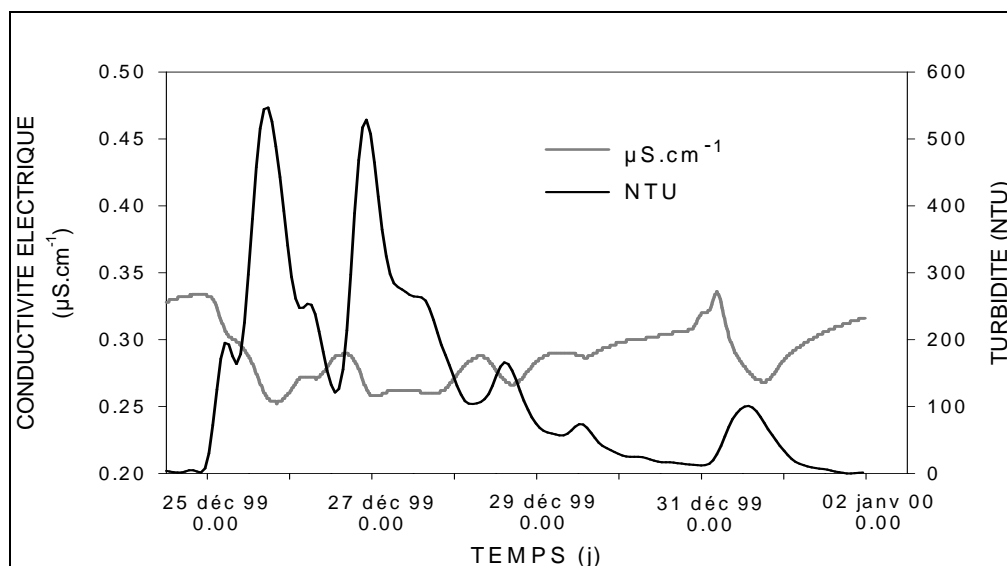


Figure III. 15 – Turbidité et conductivité électrique pendant la crue du 24 décembre 1999.

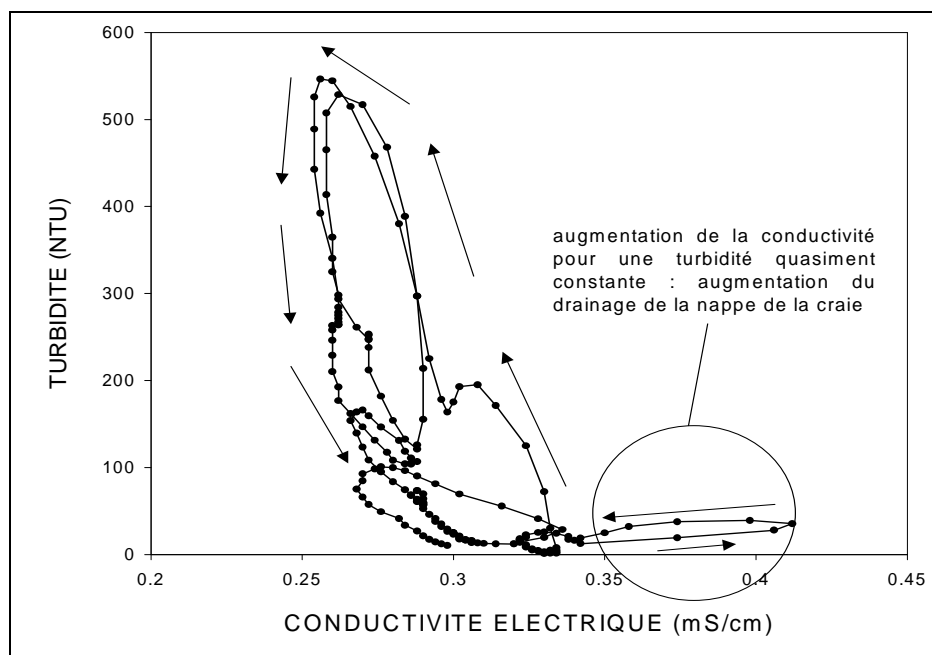


Figure III. 16 – Hystérésis débit/turbidité pour la crue du 24 décembre 1999.

Sur la Figure III. 15, la conductivité augmente visiblement avant la turbidité au début de la crue. Cette tendance est plus claire sur l'hystérésis. Si la diminution de la conductivité est liée à l'arrivée des eaux superficielles, l'augmentation de ce paramètre en début de crue correspond à l'arrivée d'eaux plus minéralisées, donc provenant vraisemblablement de l'aquifère.

B Bilan de masse

Les mesures de turbidité et de débit permettent le calcul de la masse totale de matériaux particulaires transportés par le Bébec et de la masse totale restituée à la source durant l'épisode. Sur l'ensemble de la période d'échantillonnage, correspondant à deux phases de précipitation et d'introduction de matériel particulaire à la perte, les concentrations mesurées permettent de calculer les masses introduites et restituées respectivement à la perte et à la source. Ainsi, pour la source, la masse restituée est de $1,15 \cdot 10^4$ kg. Le calcul de la masse effectivement engouffrée à la perte doit quant à lui tenir compte du débordement de la perte, qui a eu lieu lors de cette crue. Ainsi, le calcul de la masse transportée par le Bébec donne $5,15 \cdot 10^4$ kg de sédiment. Après correction, la masse de sédiment en suspension engouffrée obtenue est $1,50 \cdot 10^4$ kg. Nous devons donc corriger le bilan de masse des particules en suspension à la source du Hannelôt. Ce bilan massique est évalué à 77% : dans l'ensemble, environ 23% de la masse particulaire engouffrée n'atteint pas la source, ce qui équivaut à $3,45 \cdot 10^3$ kg de matériaux solides non restitués sur les 8 jours de crue.

D'après la méthode décrite en 2.1, nous pouvons décomposer le débit total à la source en une contribution des eaux de surface et une contribution de l'aquifère en général. La figure suivante (Figure

III. 17) illustre, pour la source, la part du débit qui incombe au karst et celle qui correspond aux eaux de surface engouffrées à la perte, par rapport au débit total de la source :

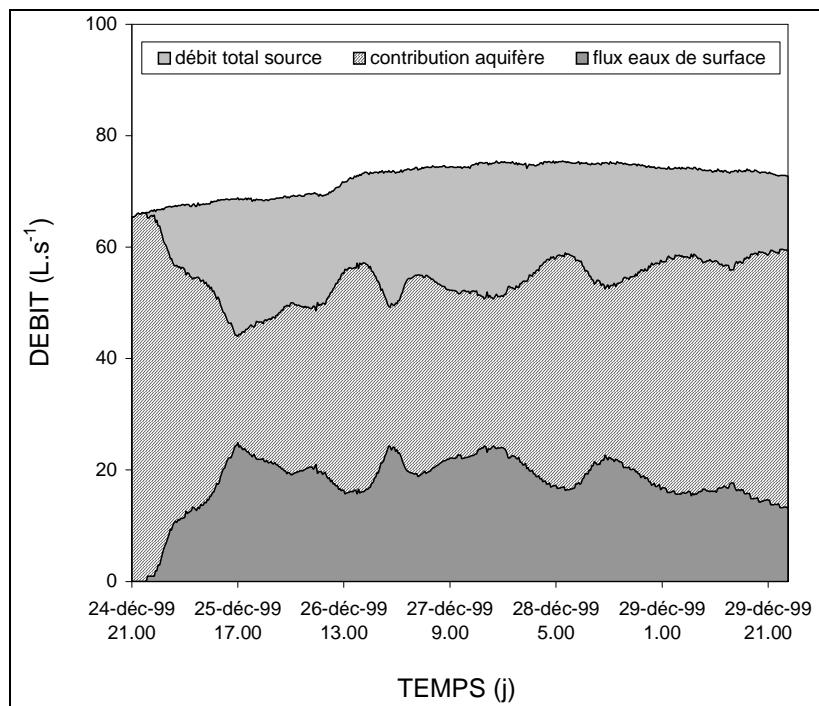


Figure III. 17 – Contribution au débit total de la source du flux de l'aquifère et du flux d'eaux de surface.

Un taux de restitution peut ainsi être calculé : la valeur obtenue est de 63%, inférieure à celle obtenue pour les particules en suspension (77%). Le taux de restitution des particules apparaît donc surestimé, puisqu'il est nettement supérieur à celui des eaux de surface, qui accompagnent *a priori* la turbidité dans le cas le plus simple d'un transfert direct des particules en suspension. La différence entre le taux de restitution des particules et celui des eaux de surface donne 14% de matières solides en excès, ce qui laisserait supposer un apport par le système lui-même.

3.2 Episodes d'avril 2000

A Événement du 12 avril

Cet événement est lié à la phase de ruissellement du 11 avril à la perte du Bébec. A la perte du Bébec, le débit maximal atteint est de 24.8 L.s⁻¹. Le débit à la source oscille entre 15 et 20 L.s⁻¹, pour une valeur moyenne de 18 L.s⁻¹ sur la durée de l'épisode (Figure III. 18).

Le pic de turbidité à l'introduction est clairement bi-modal (cf. partie 2), ce qu'on ne retrouve pas lors de la restitution, que ce soit à la source ou au forage (Figure III. 19). La turbidité maximale observée à la bétoire est de 31.6 NTU, 13.8 NTU à la source, et 0.5 NTU au forage. Le délai de la turbidité à la source par rapport à la bétoire est ici de 14h30. Il est de 25h entre la bétoire et le forage. Le

taux de dilution apparent calculé à la source à partir de la turbidité est de 44% ; 56% des eaux proviendraient alors de l'aquifère.

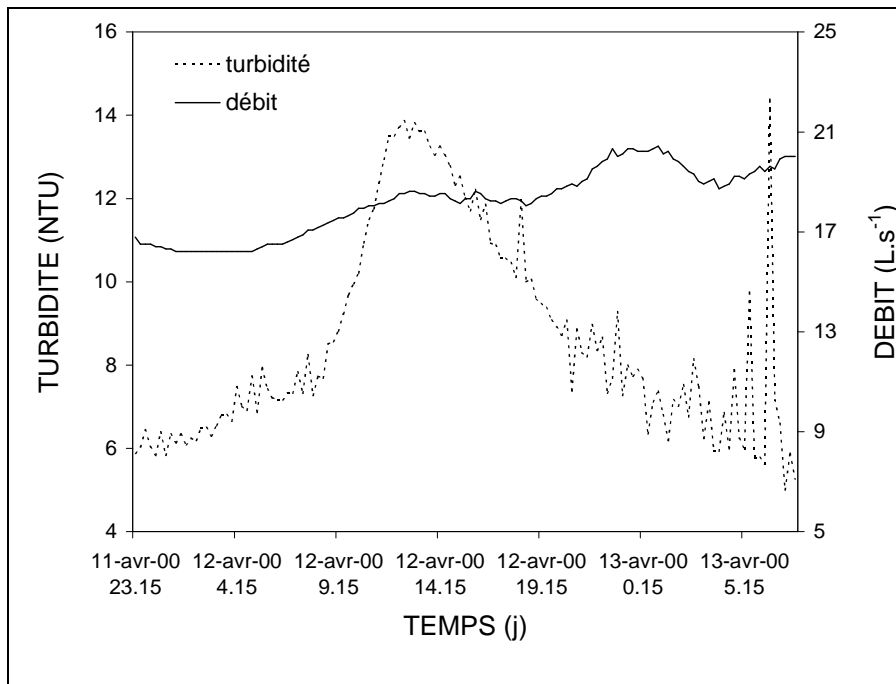


Figure III. 18 – Turbidité et débit à la source au cours de la crue du 12 avril 2000.

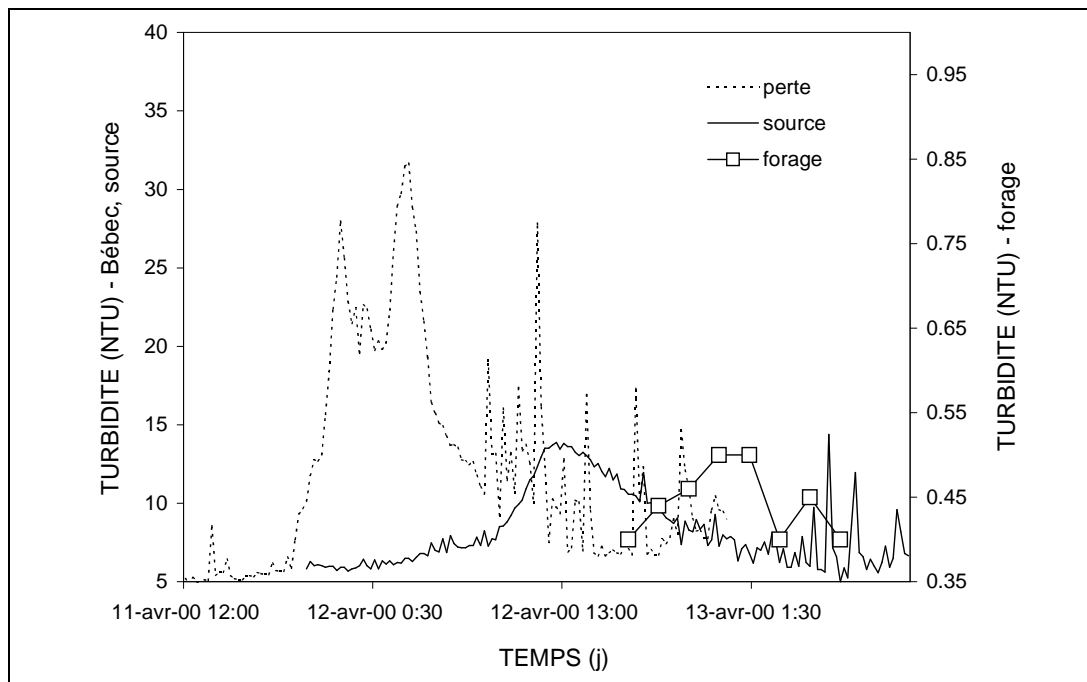


Figure III. 19 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour la crue du 12 avril 2000.

L'enregistrement de la conductivité (Figure III. 20) montre que le maximum de turbidité est atteint 3h avant le minimum de conductivité : les particules sont apparemment transportées plus rapidement que la phase dissoute, comme on a pu le constater dans le cas des épisodes de décembre

1999. Ce déphasage s'exprime par une relation turbidité-conductivité en hystérésis rétrograde (Figure III. 21).

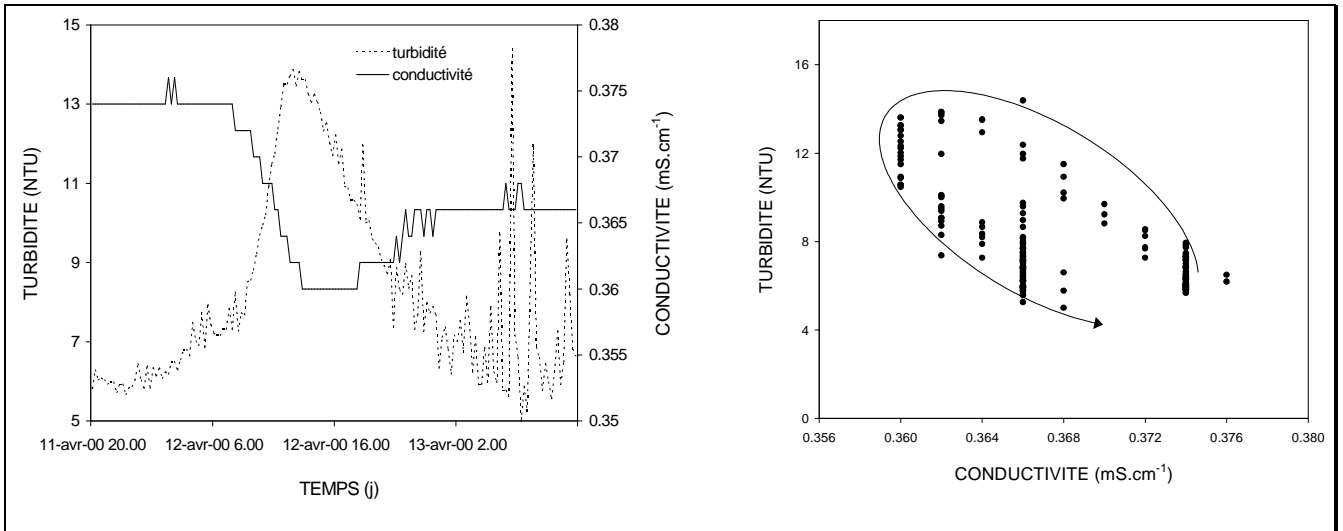


Figure III. 20 – Evolution de la turbidité et de la conductivité électrique à la source au cours de la crue du 12 avril 2000.

Figure III. 21 – Hystérésis turbidité/conductivité pour la crue du 12 avril 2000.

Au forage, aucune variation de conductivité n'a été enregistrée (Figure III. 22), vraisemblablement en raison de la faible amplitude de la crue : la variation de conductivité a été certainement trop faible par rapport à la résolution du capteur ($0.5 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$).

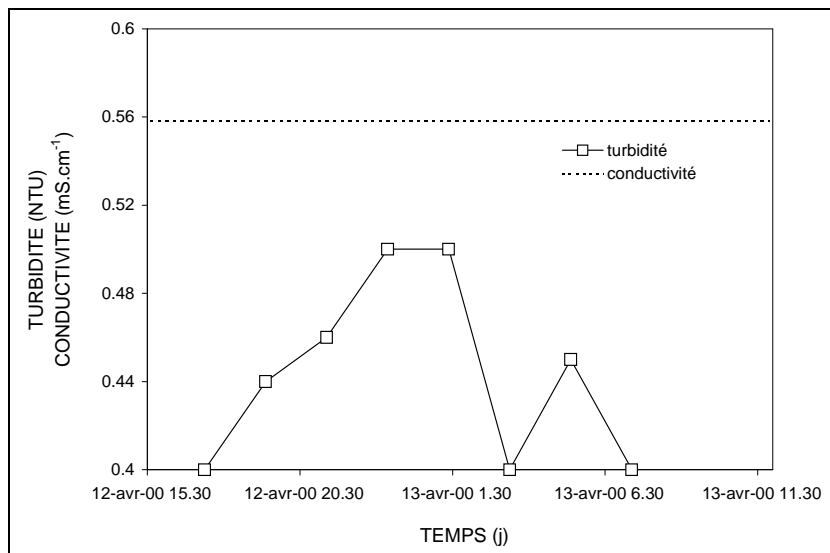


Figure III. 22 – Turbidité et conductivité électrique au forage le 12 avril 2000.

Remarque : la courbe de restitution de la turbidité présente en queue la même évolution apparemment incongrue que celle constatée à la perte (cf. partie 2). N'étant liée à aucun événement hydrologique observé (pluie, variation de débit...) nous avons envisagé la possibilité d'une erreur d'enregistrement de la sonde au niveau du Bébec. L'observation du même phénomène à la source montre qu'il n'en est rien. Une explication possible pour ce phénomène à la fois soudain et fortuit pourrait être l'éboulement soudain d'une portion des berges du Bébec, comme cela a pu être observé à certains moments (Photo III. 1).



Photo III. 1 – Effondrement des berges du Bébec suite à une période de précipitations intenses.

B Événement des 15 et 16 avril

Ces deux événements font suite à la faible crue du 12 avril. Cette fois encore, il s'agit d'un épisode double, dont l'amplitude est sensiblement plus forte que le précédent événement.

Le débit moyen à la source sur la durée de l'épisode est de $32.7 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ (Figure III. 23), presque deux fois supérieur au débit moyen calculé pour l'épisode précédent. La turbidité maximale à la perte était de 140 NTU. La turbidité à la source atteint 50 NTU pour chacun des deux modes correspondant aux deux phases d'introduction à la perte. Pour les premier et deuxième pics, les temps de transfert

perte-source sont respectivement de 14h45 et 18h30. Le taux de dilution apparent calculé à la source est de 42% (i.e., 58% d'eaux karstiques) pour le premier pic, et de 33% (i.e., 69% d'eaux karstiques) pour le deuxième pic. Dans les deux cas, la turbidité est en avance par rapport à la chute de conductivité (Figure III.25), et la relation entre turbidité et conductivité est un double hystérésis rétrograde (Figure III. 26). L'allure bi-phasée de l'hystérésis est due au fait que la conductivité n'a pas retrouvé sa valeur initiale au moment de la deuxième phase d'arrivée de turbidité. Ceci provoque pour le deuxième pic une translation de l'hystérésis vers des valeurs de conductivité plus faibles. Le retard de la conductivité par rapport à la turbidité est de 1h15 pour le premier pic et de 2h45 pour le deuxième. Enfin, sur la Figure III. 23, nous pouvons remarquer que malgré la fin de l'épisode turbide, le débit de la source continue d'augmenter.

Au forage, deux modes peuvent être identifiés sur la réponse turbide, respectivement de 1.2 et 1.6 NTU (Figure III. 24). Les temps de transferts perte/forage correspondants sont respectivement de 23h et 30h. La turbidité est accompagnée d'une chute de conductivité, contrairement à l'événement du 12, indiquant une arrivée d'eaux de surface (Figure III. 27).

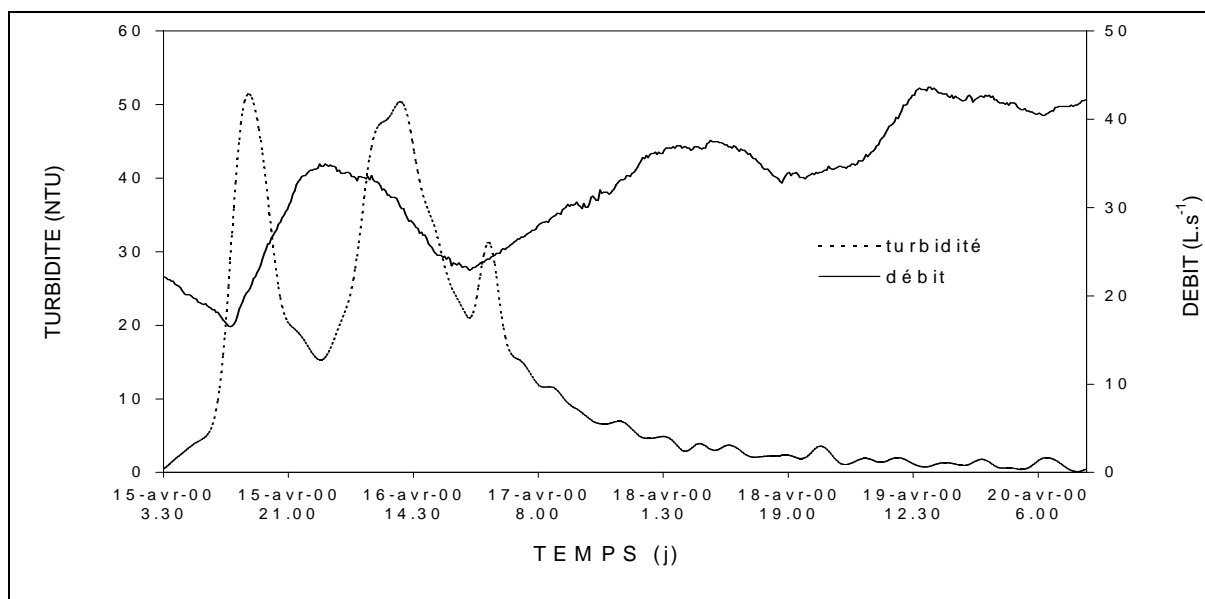


Figure III. 23 – Turbidité et débit à la source pour le 14 avril 2000.

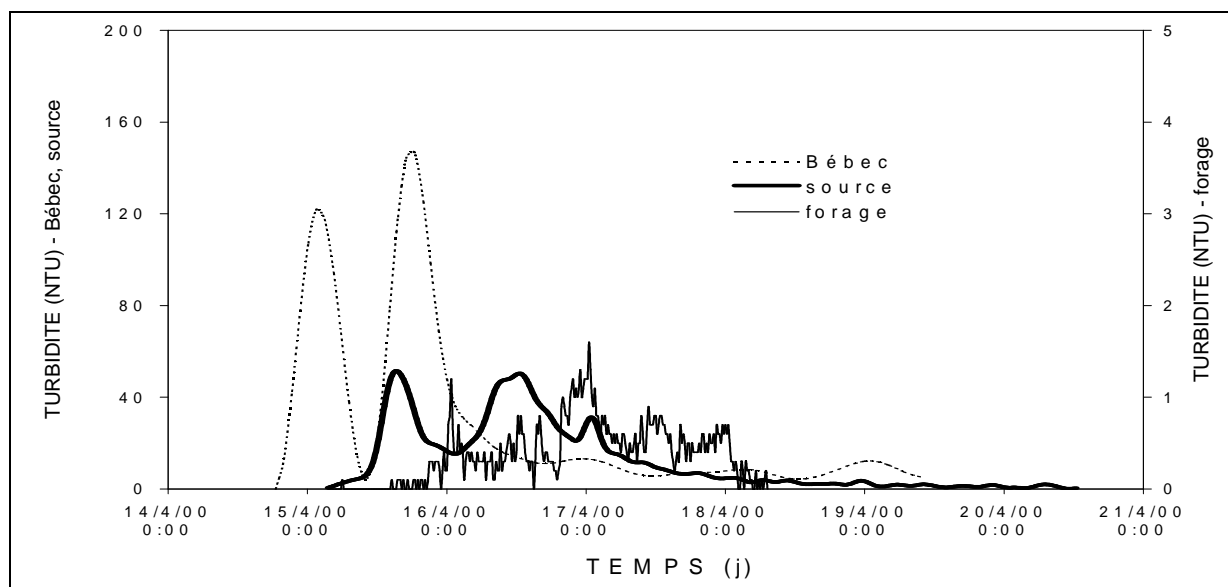


Figure III. 24 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour le 14 avril 2000.

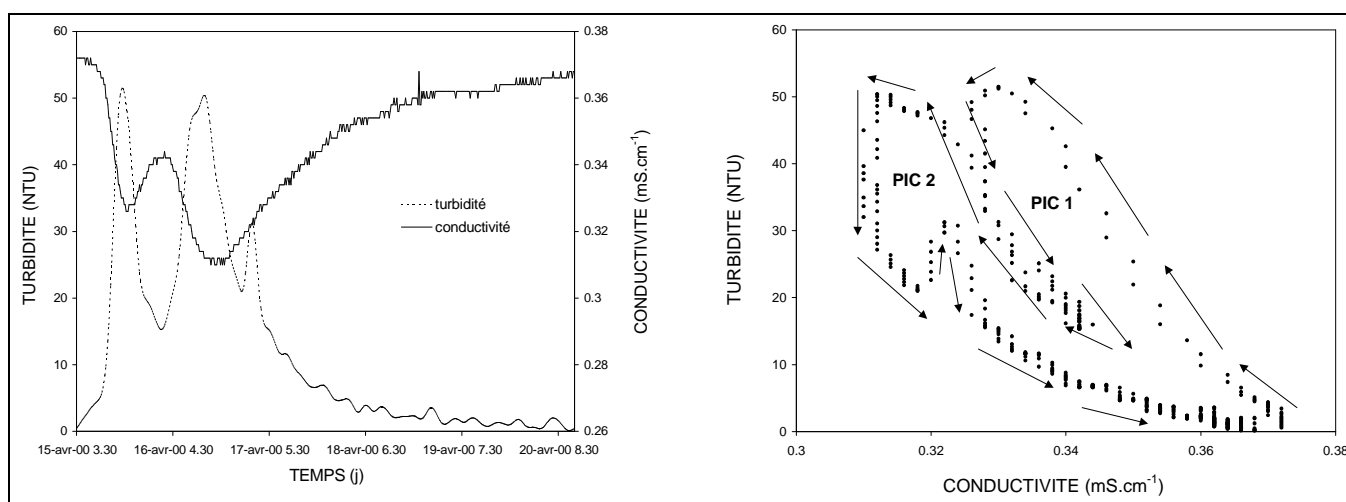


Figure III. 25 – Turbidité et conductivité à la source pour le 14 avril 2000.

Figure III. 26 – Hystérésis turbidité/conductivité à la source pour le 14 avril 2000.

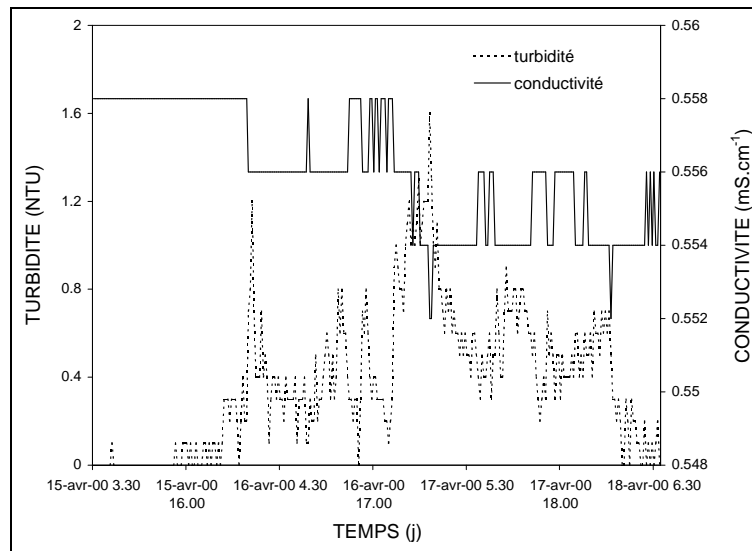


Figure III. 27 – Turbidité et conductivité au forage, 14 avril 2000.

C Bilan de masse

Pour la crue du 12 avril, le calcul de la masse restituée à la source donne 13.3 kg. Pour une masse introduite de 21.1 kg, le bilan massique pour cet épisode est donc de 63%.

Pour l'épisode double des 15 et 16 avril, la masse de sédiments en suspension engouffrée à la perte était de 629 kg, pour une masse restituée égale à 322 kg, ce qui donne un bilan de masse de 51%. Le taux de restitution des eaux de surface est de 27%. Nous notons donc un excédent apparent en particules de 24%. La séparation des composantes « surface » et « aquifère » du débit de la source tend à montrer que cette variation est due au fonctionnement de l'aquifère seul (Figure III. 28) : aucune diminution de la conductivité à la source n'est enregistrée alors que le débit augmente, ce qui signale la quasi-absence d'eaux de surface pendant cette période.

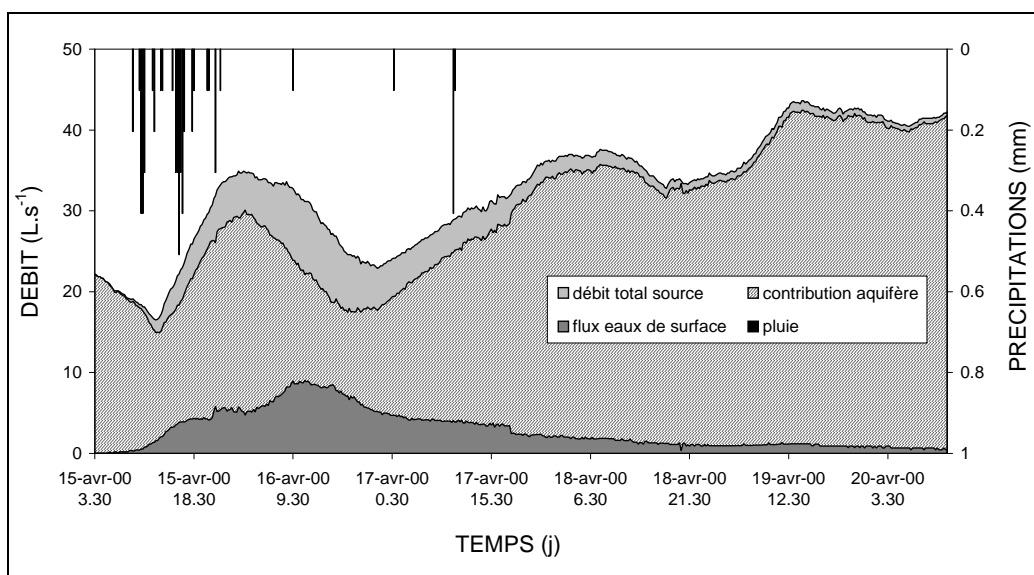


Figure III. 28 – Contributions des eaux de surface et de l'aquifère au débit de la source.

3.3 Episodes de novembre 2000

A Chroniques

Ces épisodes font suite à une période pluvieuse de plusieurs jours ayant engendré de forts ruissellements sur le bassin versant superficiel. Le débit moyen à la source du 21 au 25 novembre est de 46.5 L.s^{-1} et sa tendance générale est à l'augmentation durant cette période (Figure III. 29). Pendant la période d'introduction correspondante au Bébec, le débit maximal atteint pour le premier épisode était de 125 L.s^{-1} , et de 360 L.s^{-1} pour le deuxième. Les turbidités sur l'ensemble de la période sont présentées dans la Figure III. 30.

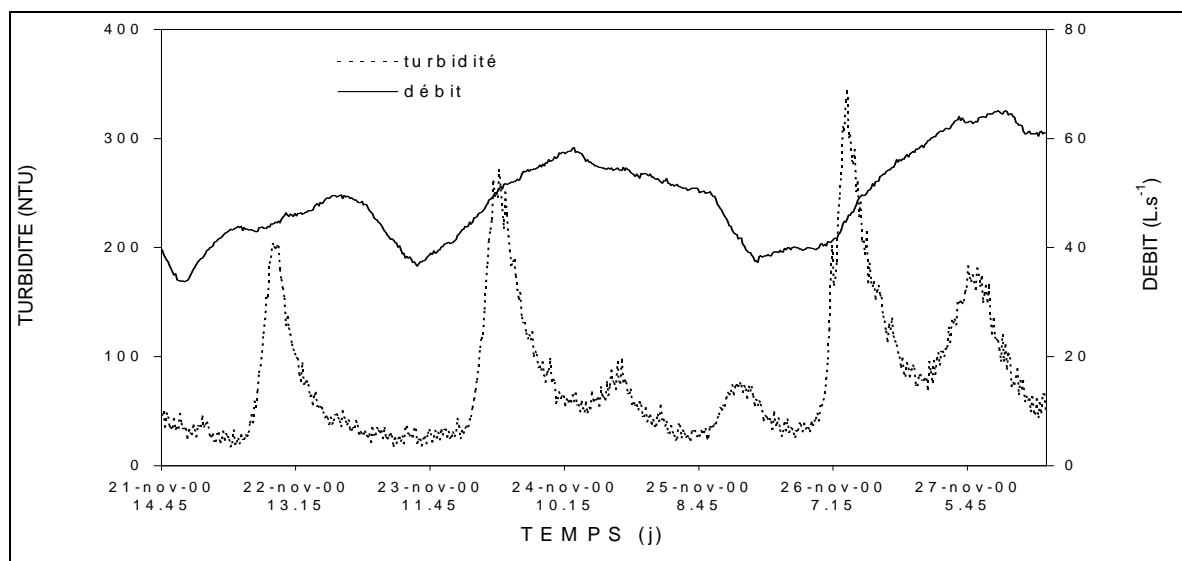


Figure III. 29 – Turbidité à la source et débit pour les épisodes de crue du mois de novembre 2000.

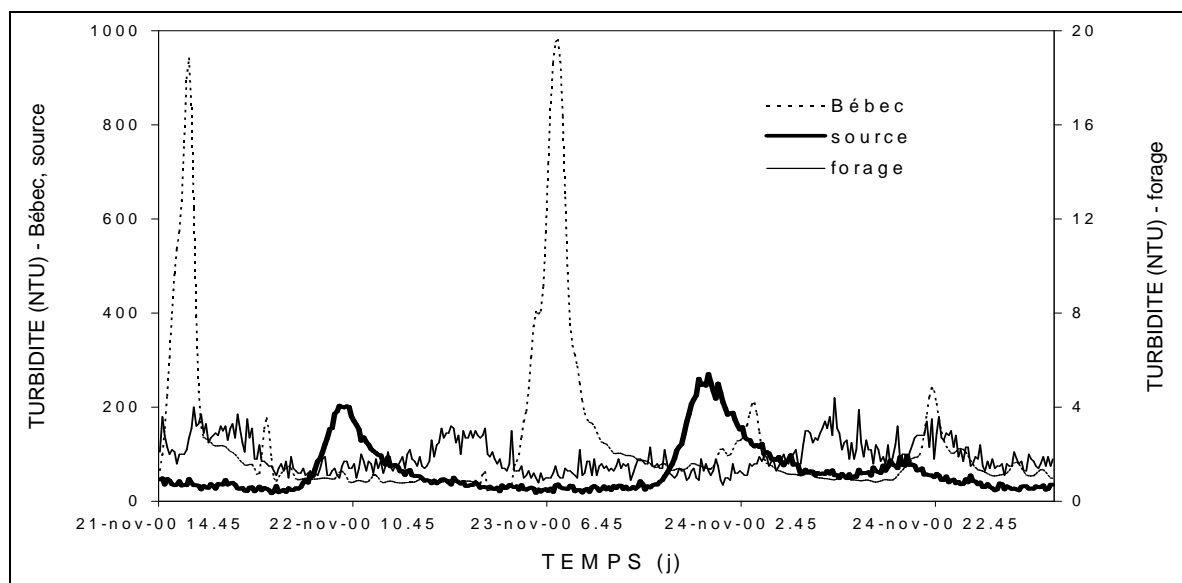


Figure III. 30 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour les épisodes de crue du mois de novembre 2000.

Pour l'épisode du 22 novembre, les turbidités mesurées à la perte, à la source et au forage atteignent respectivement 941 NTU, 200 NTU, et 3.1 NTU (Figure III. 31). Les taux de dilution correspondants sont de 80% à la source et 99.7% au forage. Les temps de transfert de la turbidité sont de 15h45 (perte-source) et de 26h45 (perte-forage).

Pour l'épisode du 24 novembre (Figure III. 32), consécutif à l'épisode précédent, les turbidités sont de 981 NTU à la perte, 271 NTU à la source, et 4.4 NTU au forage. Les taux de dilution correspondant sont de 72% (source) et 99.6% (forage). Les temps de transfert perte-source et perte forage sont respectivement de 15h30 et de 28h30.

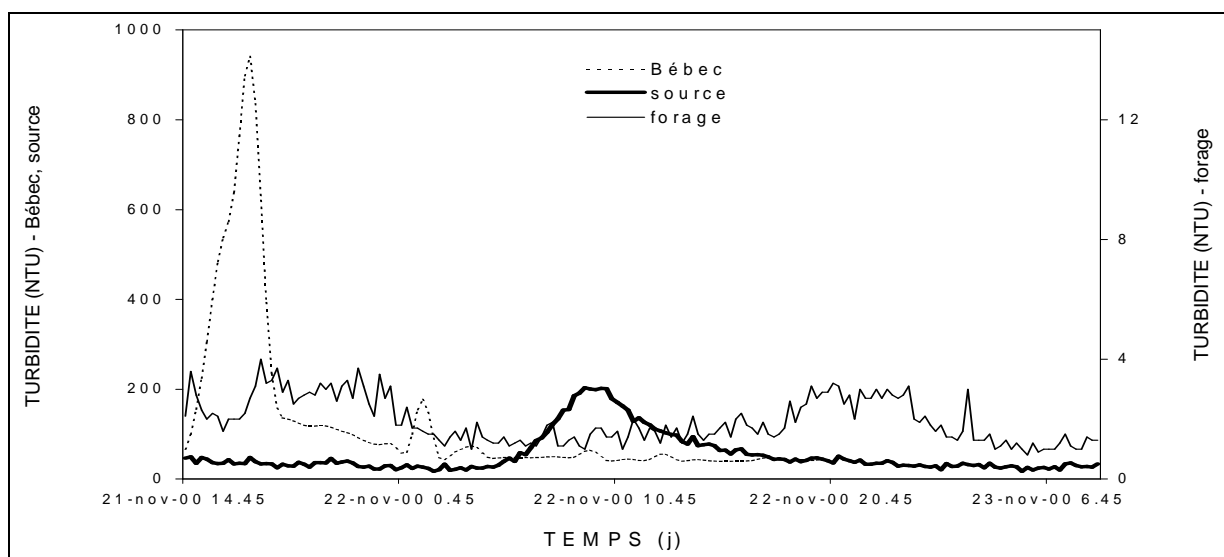


Figure III. 31 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour la crue du 22 novembre 2000.

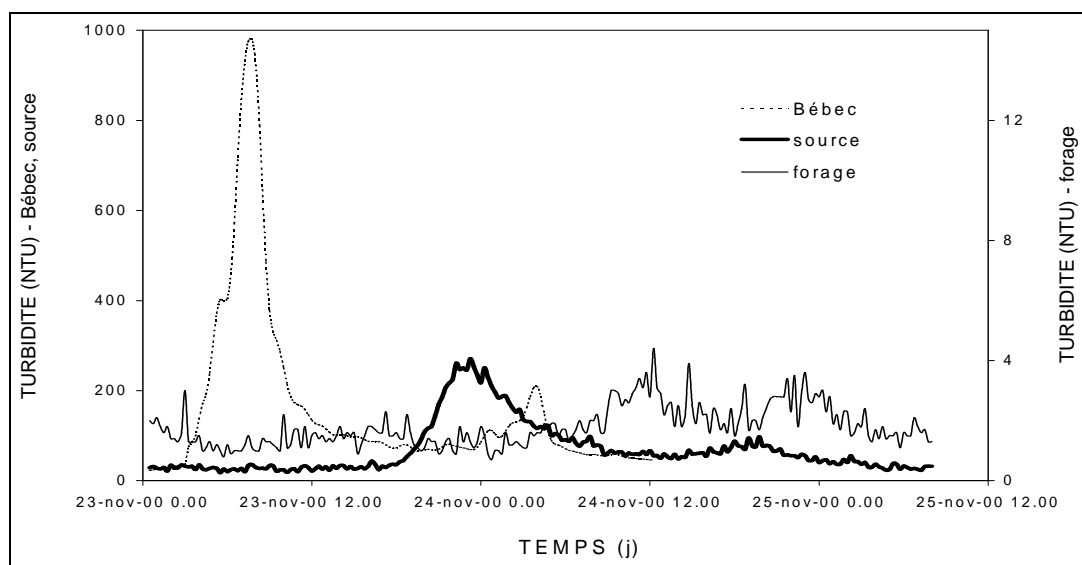


Figure III. 32 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour la crue du 24 novembre 2000.

Dans tous les cas, la turbidité à la source est en avance par rapport à la chute de conductivité (

Figure III. 33,

Figure III. 35), comme cela a pu être observé précédemment. Le retard de la conductivité à la source est 1h45 pour le 22 novembre, et 3h45 pour le 24 novembre. La relation turbidité-conductivité est donc un hystérésis rétrograde (Figure III. 34, Figure III. 36).

Au forage, la turbidité est toujours accompagnée d'une chute de conductivité, indiquant la présence d'eaux de surface (Figure III. 37 et Figure III. 38).

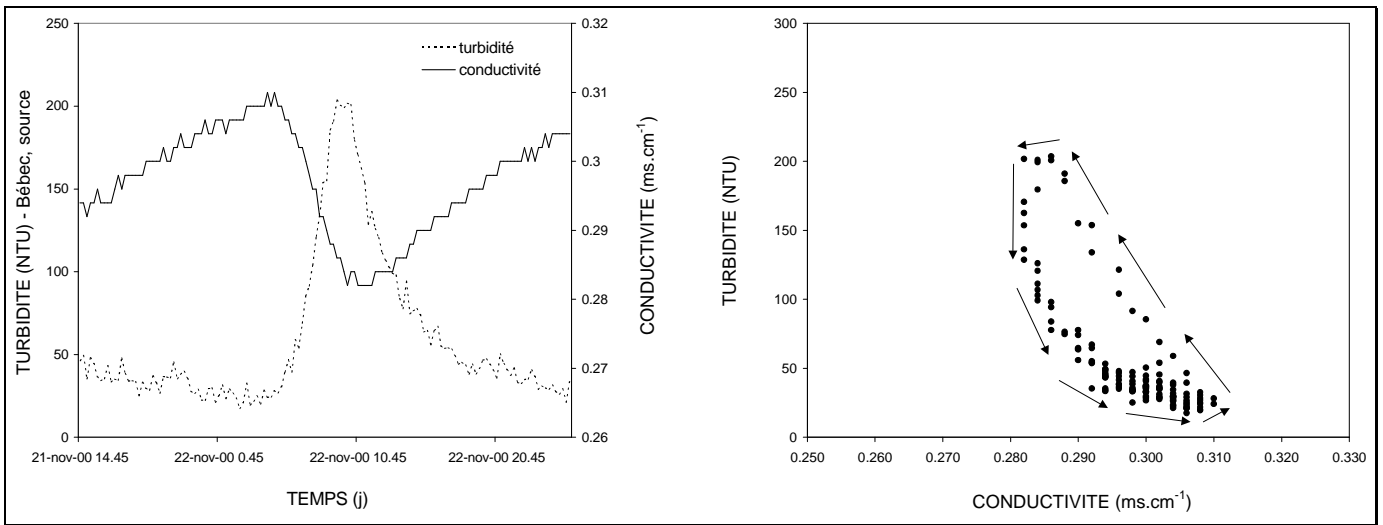


Figure III. 33 – Turbidité et conductivité à la source pour le 22 novembre 2000.

Figure III. 34 – Hystérésis turbidité/conductivité à la source pour le 22 novembre 2000.

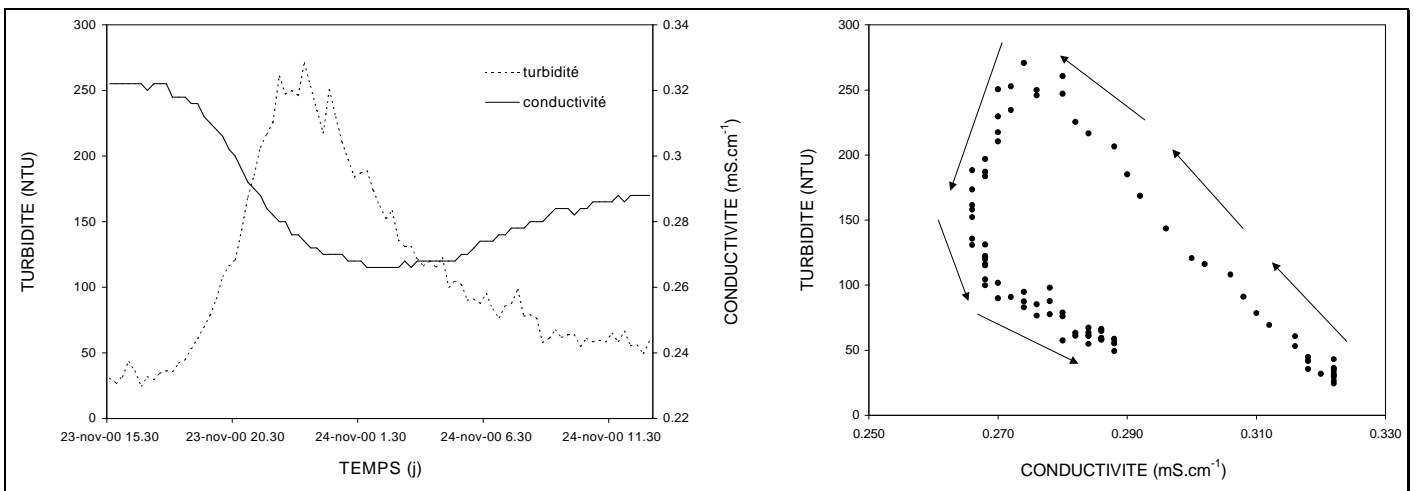


Figure III. 35 – Turbidité et conductivité à la source pour le 24 novembre 2000.

Figure III. 36 – Hystérésis
turbidité/conductivité à la source pour le 24
novembre

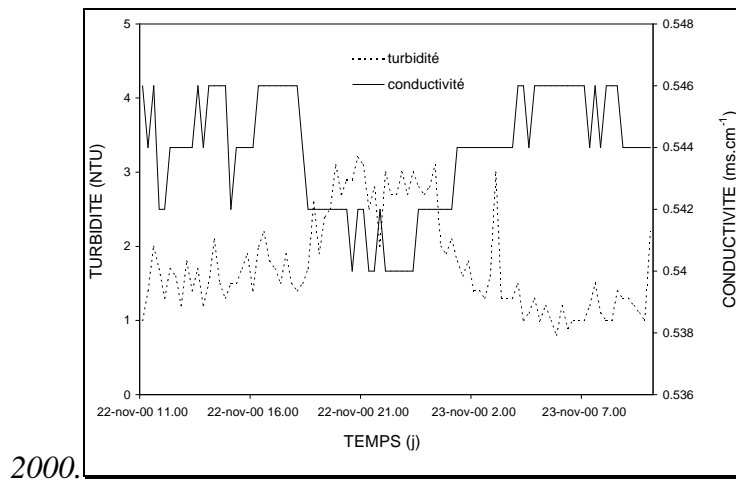


Figure III. 37 – Turbidité et conductivité au forage, 22 novembre 2000.

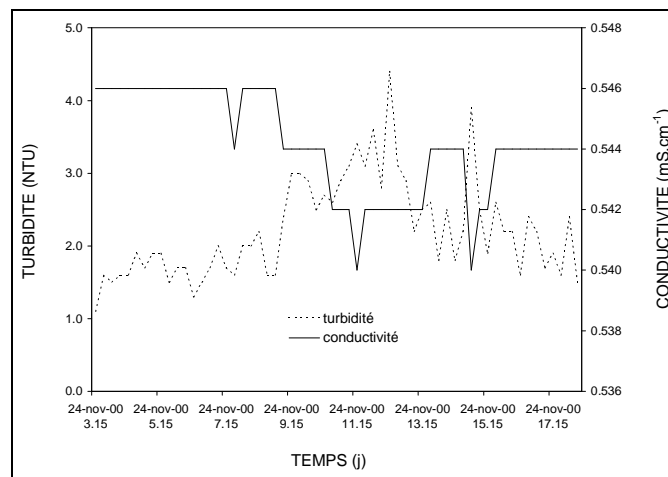


Figure III. 38 – Turbidité et conductivité au forage, 24 novembre 2000.

B Bilan de masse

Pour l'épisode du 22 novembre, le bilan de masse de la phase solide en suspension est de 50%, correspondant à une masse engouffrée de 695 kg et à une masse restituée de 345 kg. Le taux de restitution des eaux de surface est de 78%. La restitution des particules lors de la crue du 22 novembre montre donc cette fois un déficit apparent de 28% par rapport aux eaux engouffrées.

Le 24 novembre, le bilan massique pour les particules en suspension est de 70%, avec une masse engouffrée de 1088 kg et une masse restituée de 763 kg. Le taux de restitution des eaux de surface est ici évalué à 60%. La restitution des particules serait apparemment excédentaire de 10%.

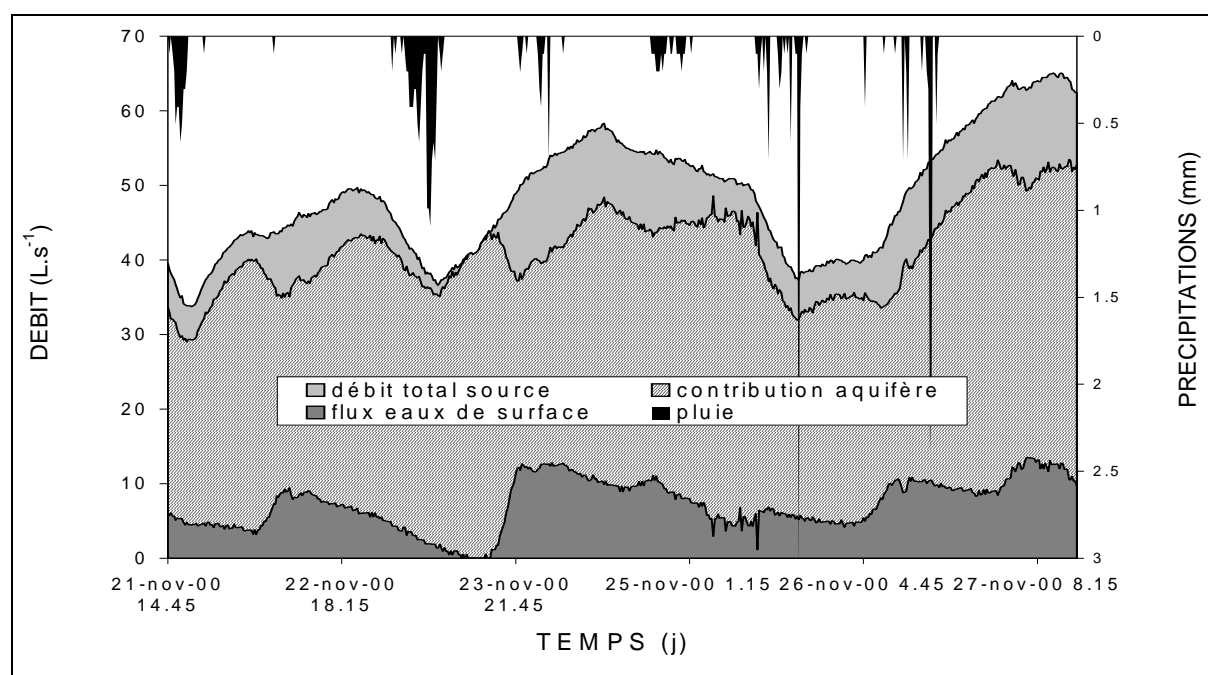


Figure III. 39 – Contributions respectives du flux d'eaux de surface et de l'aquifère au débit total.

III Des matériaux introduits aux matériaux restitués

1 Evolution texturale

1.1 Décembre 1999

Des mesures microgranulométriques ont été effectuées sur les échantillons du deuxième épisode turbide (pic du 26 au 27 décembre). Pour la perte et la source, les spectres microgranulométriques sont similaires, avec une importance croissante des particules grossières (autour de 20 μm) au cours de la crue (Figure III. 40 et Figure III. 41). Nous avons vu dans la partie 2 d'hydrologie de surface que l'observation d'un tel phénomène dans les eaux du Bébec indique un classement de plus en plus prononcé au cours de l'épisode. Ce tri granulométrique est moins net dans le cas de la restitution à la source (Figure III. 42), ce qui est probablement dû à un effet tampon de l'aquifère (homogénéisation/dilution au cours du transfert). Ainsi, on n'observe pas de variations réellement significatives de la taille des particules au cours de la restitution. Néanmoins, la microgranulométrie aurait tendance à montrer une forte connexion entre ces deux points, sans modification apparente des distributions granulométriques entre l'entrée et la sortie du système.

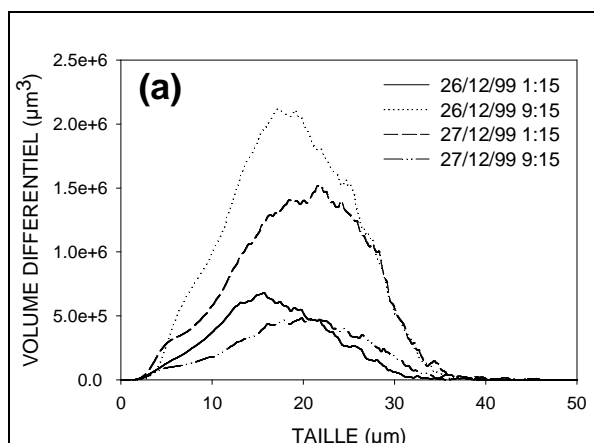


Figure III. 40 – Evolution de la microgranulométrie à la perte, décembre 1999.

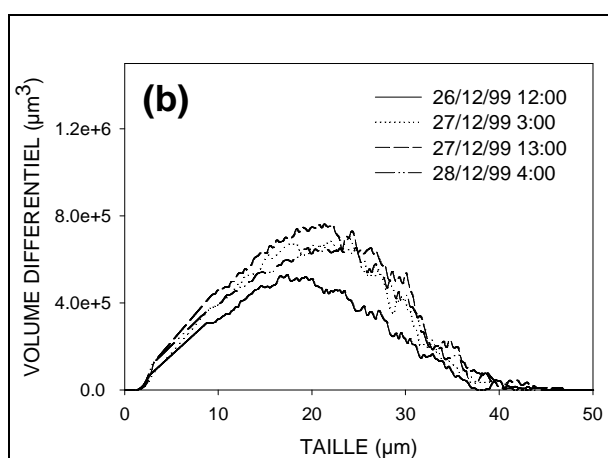


Figure III. 41 – Evolution de la microgranulométrie à la source, décembre 1999. En revanche, les spectres de distribution de la taille des particules au forage sont très différents des précédents et évoluent au cours du cycle de restitution de la façon suivante :

en début de restitution (26/12, 8h), les échantillons comportent une quantité relativement importante de particules grossières (20 à 40 μm) ;

Lors du maximum de l'épisode turbide (27/12, 0h), un mode de particules fines comprises entre 2 et 12 μm devient nettement dominant.

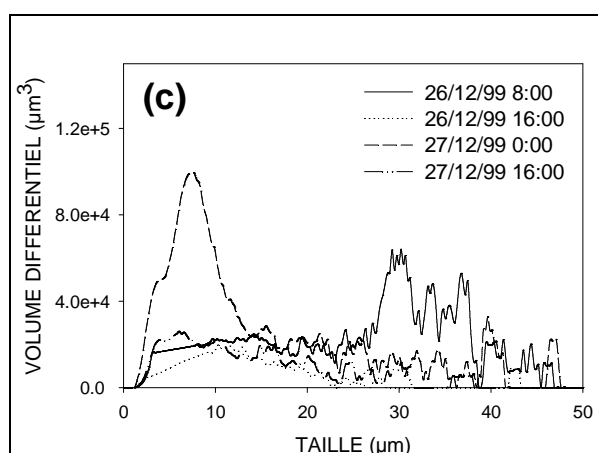


Figure III. 42 – Evolution de la microgranulométrie au forage, décembre 1999.

La similitude des distributions microgranulométriques entre les échantillons de la perte et de la source montre un transport en apparence conservatif en ce qui concerne la texture des matériaux, avec un tri peu important : il ne s'agirait donc pas d'un système complexe mais plutôt d'une conduite principale connectant directement perte et source.

Au forage, les distributions microgranulométriques très éloignées de celles observées à la perte et à la source supposent des mécanismes de dépôt ou de piégeage souterrain : la restitution au forage n'est pas conservative par rapport au transport de la phase solide en suspension.

1.2 Avril 2000

Les échantillonnages ont été réalisés pour la première crue uniquement (épisode du 11 avril). Pour cet événement de faible amplitude, on ne remarque pas d'évolution significative entre perte et source au cours du transfert (Figure III. 43). La taille modale des particules se situe autour de 7 µm. Comme dans le cas de la crue de décembre 1999, la quasi-absence d'évolution entre ces deux points témoigne d'un transport apparemment conservatif, tout au moins du point de vue microgranulométrique.

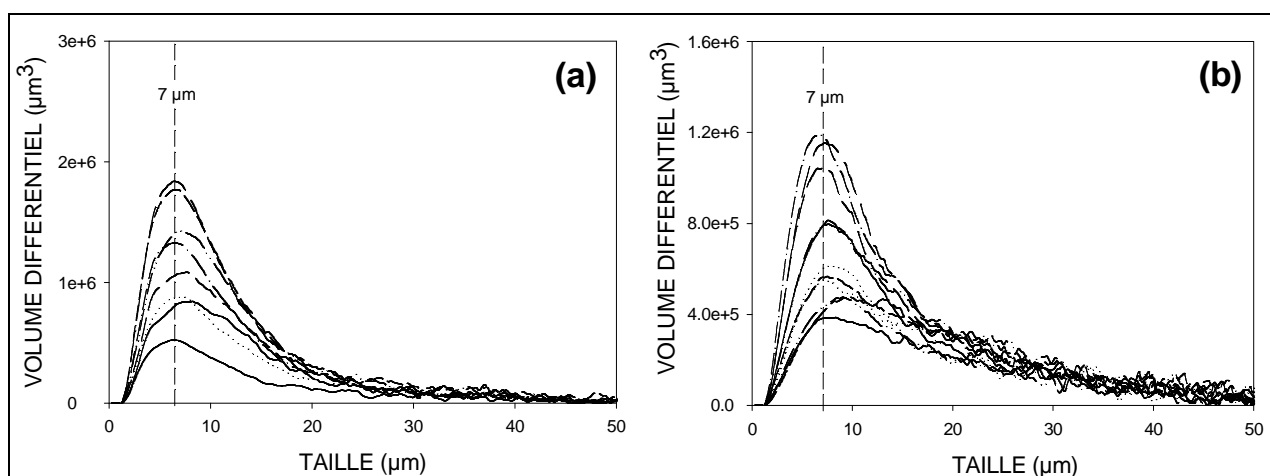


Figure III. 43 – Evolution de la microgranulométrie à la perte (a) et à la source (b), avril 2000.

Au forage, les distributions des tailles des particules sont radicalement différentes, comme cela a pu être observé dans le cas de la crue de décembre 1999. Les répartitions sont bimodales (Figure III. 44) avec un pic à 3 μm et un autre autour de 10 μm . Au cours de la réponse turbide, ce dernier mode (10 μm) est de plus en plus exprimé dans la distribution, puis tend à disparaître en fin de restitution.

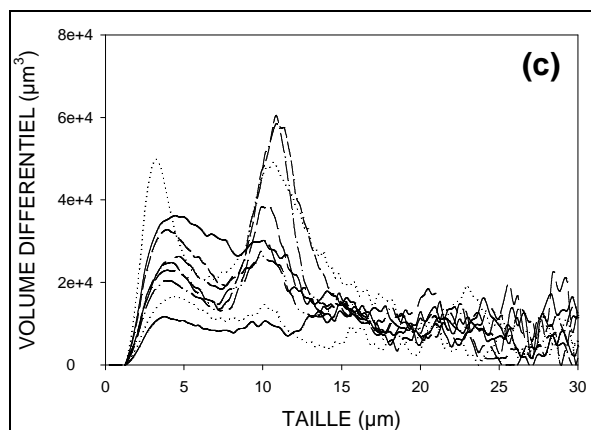


Figure III. 44 – Evolution de la microgranulométrie au forage, avril 2000.

1.3 Novembre 2000

Dans les deux cas (22 et 24 novembre), on note la prédominance à la perte et à la source de particules fines (entre 5 et 10 μm). Comme dans les cas précédents, on relève une quasi-absence de modification des distributions microgranulométriques entre perte et source. La comparaison des figures Figure III. 45a,b et Figure III. 46a,b montre un meilleur tri granulométrique pour l'épisode du 24 novembre. Dans le premier cas, une mauvaise homogénéité des tailles des particules est vraisemblablement liée à la phase d'acquisition de la charge particulaire (érosion et mise en suspension). Dans le deuxième cas, la meilleure homogénéité de la microgranulométrie traduirait la stabilisation des processus de transport, c'est-à-dire l'organisation du transport des particules en fonction des conditions hydrodynamiques sur le bassin versant.

Au forage (Figure III. 45c et Figure III. 46c), l'évolution de la taille des particules au cours de la restitution est moins nette que dans les cas précédents. On distingue toujours la disparition d'un mode fin ($\approx 5 \mu\text{m}$) au profit de tailles grossières (10 à 40 μm) ne donnant pas toutefois de répartitions bien définies.

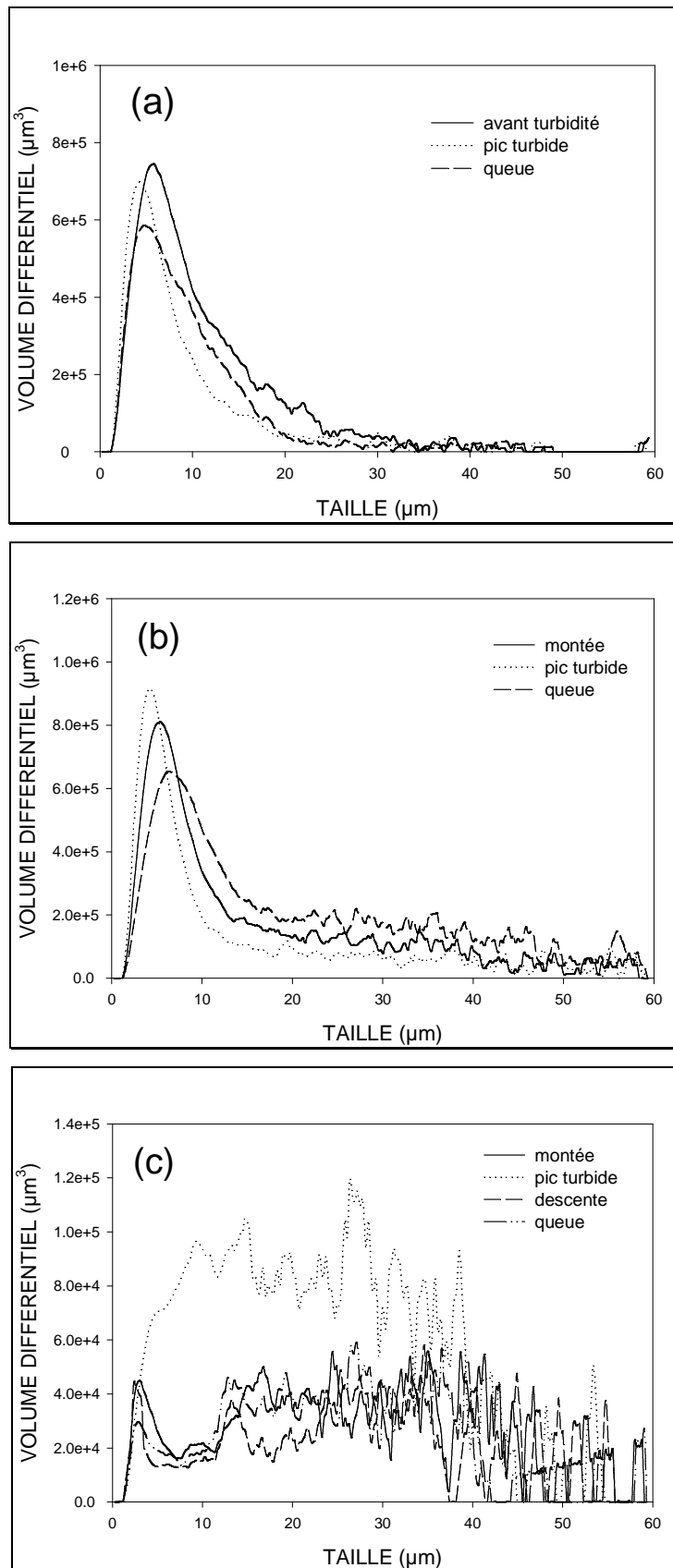


Figure III. 45 – Evolution de la microgranulométrie à la perte (a), à la source (b et au forage (c), 22 novembre 2000.

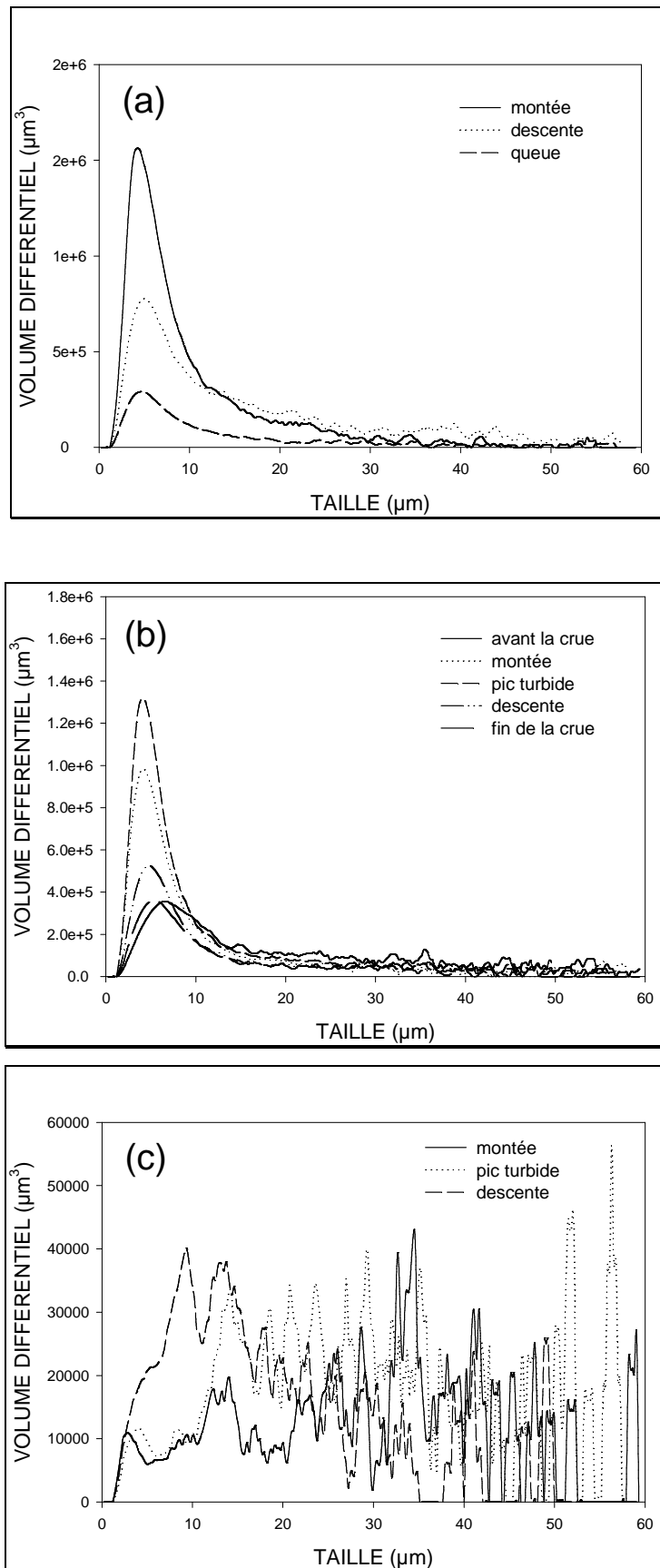


Figure III. 46 – Evolution de la microgranulométrie à la perte (a), à la source (b et au forage (c), 24 novembre 2000.

2 Les matériaux particuliers en tant que traceurs

2.1 Décembre 1999

Qualitativement, le matériel particulaire des échantillons prélevés sur les trois sites et observé au MEB présente les caractéristiques suivantes :

- 1 pour la perte, il est constitué par : des grains de quartz, correspondant à des tailles très variées (8 à 30 μm) et résultant de l'érosion des formations superficielles, de la production phytoplanctonique (Figure III. 47a et b), et de floccs organo-minéraux d'une taille moyenne d'environ 10 μm provenant des sols. Ce matériel est caractéristique de l'érosion de surface du bassin versant du Bébec ; il correspond aux matériaux introduits dans l'aquifère et sert de référence pour la comparaison avec les matériaux restitués ;
- 2 pour la source, les tailles sont également très variables. Les grains de quartz provenant de la couverture limoneuse restent prédominants, avec des tailles supérieures à 10-15 μm . Nous retrouvons des débris algaires provenant de la production phytoplanctonique des eaux de surface (Bébec) (Figure III. 47c). La qualité de la conservation de ces structures fragiles témoigne d'un transfert souterrain relativement bref. Certains éléments résultent de l'érosion mécanique (particules d'arrachement) du massif crayeux (ex : *nannoconus*, Figure III. 47d), et les figures de dissolution (Figure III. 47e) proviennent de l'altération chimique de la Craie ;
- 3 au forage, le matériel particulaire est composite sans fraction dominante ; nous y retrouvons, en faible proportion, des éléments observés à la source tels que les grains de quartz de la taille des silts. A l'inverse, les produits remaniés de la Craie (débris carbonatés d'arrachement et de dissolution) y sont quasiment absents. La présence de carbonates cristallisés (Figure III. 47f), non observés à la source témoignent de conditions physico-chimiques différentes des eaux du forage. Par ailleurs, des éléments absents des autres sites apparaissent ici : des diatomées du groupe des *Melosira* (diamètre équivalent sphérique de l'ordre de 6 μm) intégrées dans des agrégats (20 μm) (Figure III. 47g) et des tests de Foraminifères (20 μm) (Figure III. 47h). De tels éléments sont fréquemment rencontrés dans les formations alluvionnaires holocènes de la vallée de Seine. Cette tendance marque une nette différence par rapport aux échantillons de la perte et de la source. Les grains de quartz restent bien visibles, à l'instar des échantillons des deux autres sites.

La visualisation des particules au microscope électronique à balayage montre donc que les échantillons du forage présentent une différence marquée par rapport aux échantillons de la perte et de la source, notamment en ce qui concerne les particules d'origine biologique, qui constituent de bons marqueurs.

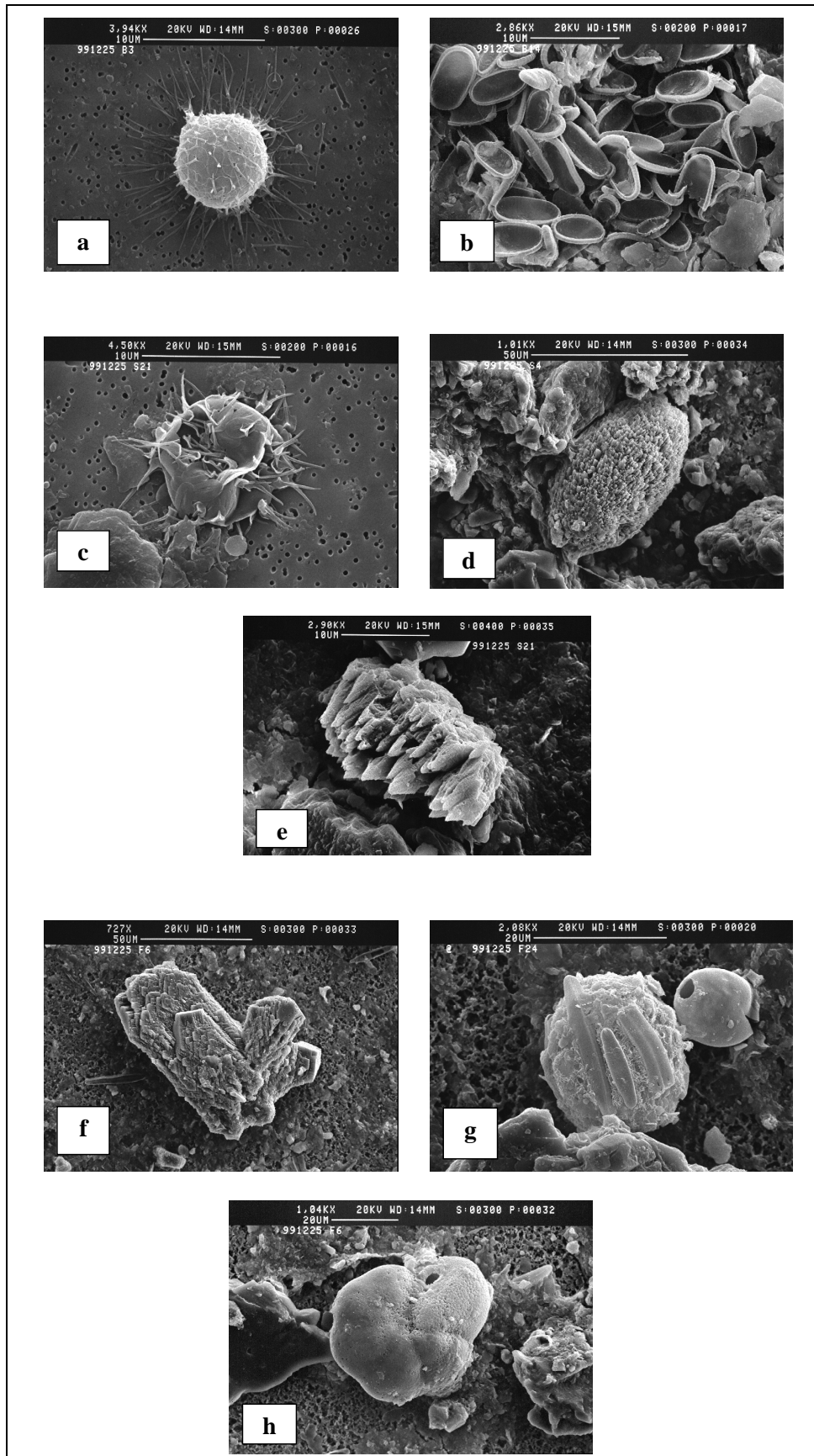


Figure III. 47 – Images MEB des matériaux particuliers présents à la perte (a,b,c), à la source (d,e), et au forage (f,g,h), décembre 2000.

2.2 Avril 2000

Entre perte et source, en plus des grains de quartz qui constituent l'essentiel du matériel particulaire transporté, on retrouve les débris algaires qui témoignent de la forte connexion entre ces deux points (Figure III. 48a). En revanche, les figures de dissolution de la Craie et particules d'arrachement (nannoconus), déjà observée lors de la crue de décembre 1999, ne sont pas repérées dans les échantillons de cet épisode. Ceci est certainement lié aux conditions hydrodynamiques, avec des débits très faibles dans ce cas en comparaison de ceux enregistrés lors de la tempête du 24 décembre.

Au forage, on relève là encore la présence de carbonates cristallisés automorphes de tailles variables (Figure III. 48e), qui ne sont toujours pas observés ailleurs. Les eaux du forage, peu sensibles à l'influence des eaux superficielles et vraisemblablement très riches en carbonates dissous, sont certainement sursaturées par rapport à la calcite, rendant possible la précipitation de cristaux. D'autre part, diverses espèces de diatomées sont présentes dans ces eaux (Figure III. 48b,c,d), leur présence n'ayant été détectée à aucun autre site d'échantillonnage.

Dans le cas de cette crue de faible amplitude, la similitude des éléments particuliers entre perte et source est nette, tandis que les échantillons prélevés au forage présentent toujours des particularités permettant de les distinguer clairement des autres échantillons.

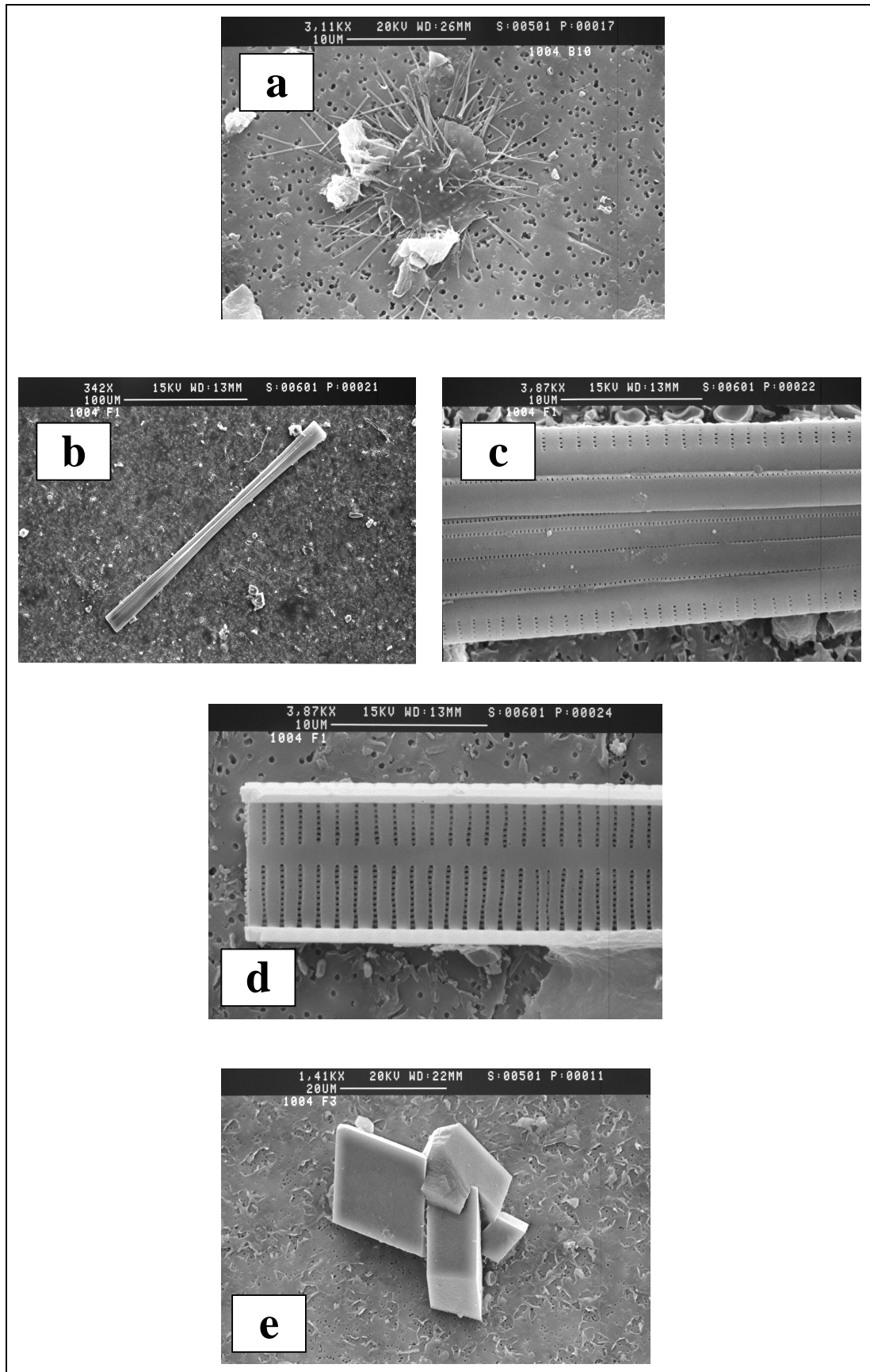


Figure III. 48 – Images MEB des matériaux particuliers présents à la perte (a), et au forage (b,c,d,e), avril 2000.

2.3 Novembre 2000

Les deux épisodes enregistrés les 22 et 24 novembre sont intermédiaires entre la crue d'avril 2000 et celle du 24 décembre 1999. Du point de vue qualitatif, la charge en suspension dans les différents échantillons présente dans l'ensemble les mêmes caractéristiques que ce qui a pu être observé précédemment. En effet, les grandes tendances sont retrouvées : i) présence de quartz dans tous les échantillons (Figure III. 49c) et à tous les sites, ii) figures de dissolution du massif de la Craie à la source (Figure III. 49a), iii) cristaux de calcite dans les échantillons du forage (Figure III. 49b). Des débris algaires présents au forage (Figure III. 49d) confirment l'origine de la turbidité observée, puisque ces derniers sont déjà identifiés en grand nombre à la perte du Bébec. Ces débris se présentent sous forme d'amas sombres sur le filtre.

La taille relativement grossière de certains éléments (quartz) semble toutefois inhabituelle au forage.

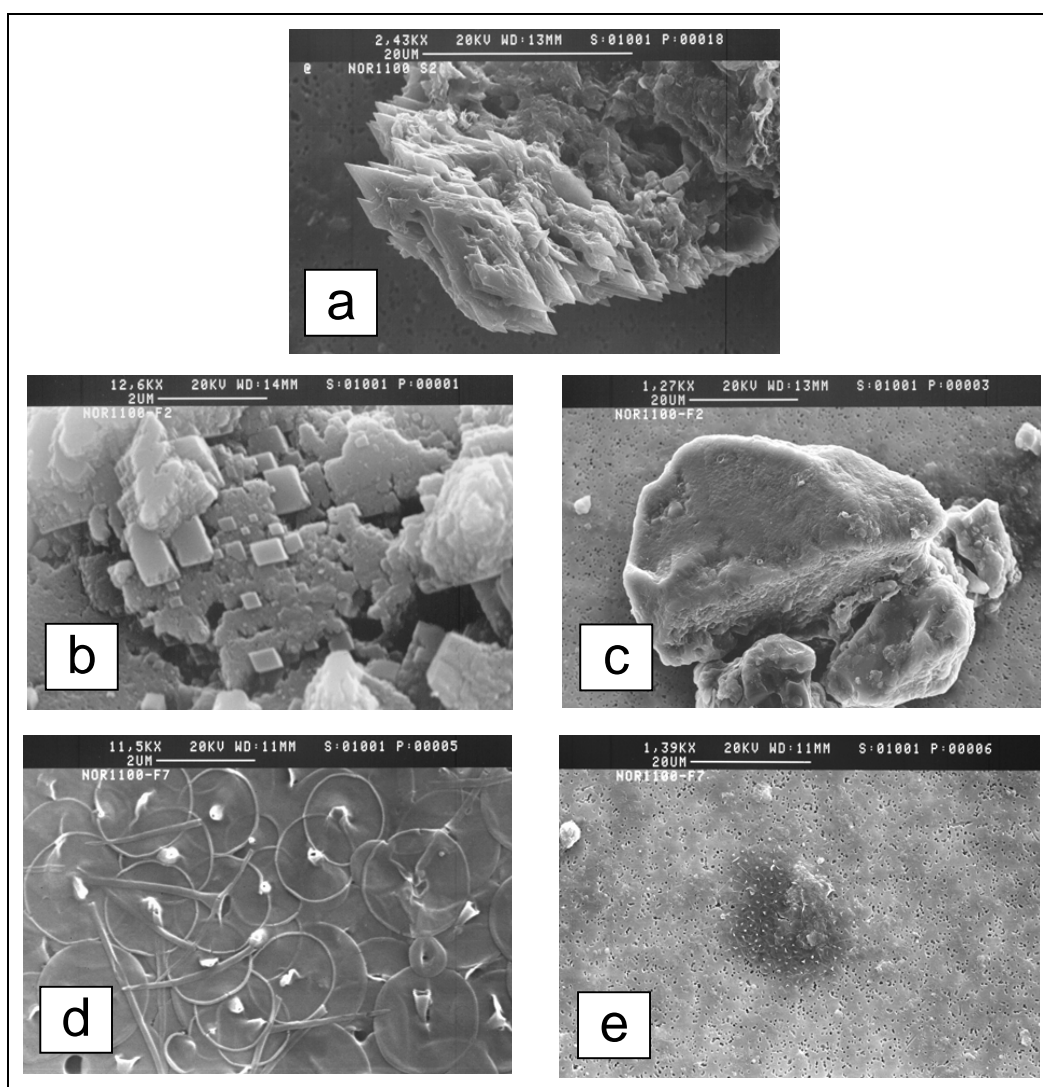


Figure III. 49 – Images MEB des matériaux particuliers présents à la source (a), et au forage (b,c,d,e), novembre 2000.

3 Géochimie du matériel particulaire

Suite à la crue du 24 décembre 1999, une importante quantité de sédiments a atteint la source du Hannetôt, et a été déposée dans le chenal. Au Bébec, des sédiments ont été collectés après la crue au niveau de la bétoire. La masse de sédiment obtenue au forage n'a jamais été suffisante pour permettre une analyse chimique. Le Tableau III. 3 résume les compositions chimiques des sédiments de la perte du Bébec, de la source, et de réservoirs géochimiques-références (limons quaternaires de recouvrement des plateaux, fraction insoluble de la Craie, résidu à silex), ces dernières mesures ayant été réalisées dans le cadre de la thèse de Laignel (1997).

Tableau III. 3 – Analyses chimiques des éléments majeurs sur les matériaux particuliers en entrée et sortie du système, et comparaison avec les réservoirs géochimiques existant dans la zone.

	concentration (% masse)								
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MgO	CaO	MnO
sédiments engouffrés (Bébec)	76.68	8.36	3.40	1.86	0.93	0.73	0.67	0.50	0.04
sédiments exportés (source)	83.52	3.48	1.09	1.21	0.81	0.62	0.35	4.00	0.03
limons (dépôts quaternaires de plateaux)	75.10	8.22	3.04	1.64	0.89	0.60	0.74	3.03	0.05
fraction insoluble de la craie	61.75	19.26	6.18	3.56	0.78	1.03	6.91		0.55
RS (résidu à silex, altération de la craie)	53.02	21.78	8.34	0.87	0.10	0.62	0.59	0.72	0.03

Sur les sédiments récupérés, les analyses des espèces ioniques majeures montrent que les matériaux particuliers introduits dans le karst sont apparentés aux limons de plateaux (Figure III. 50 et Figure III. 51), de même que ceux retrouvés à la source, bien que l'on puisse constater en ce dernier lieu un léger enrichissement en silice. Cette analyse des ions majeurs souligne une différence entre les concentrations en calcium obtenues pour les sédiments introduits par rapport à ceux restitués : les valeurs brutes donnent 0.5% de CaO pour les matériaux engouffrés, et 4% pour les matériaux restitués.

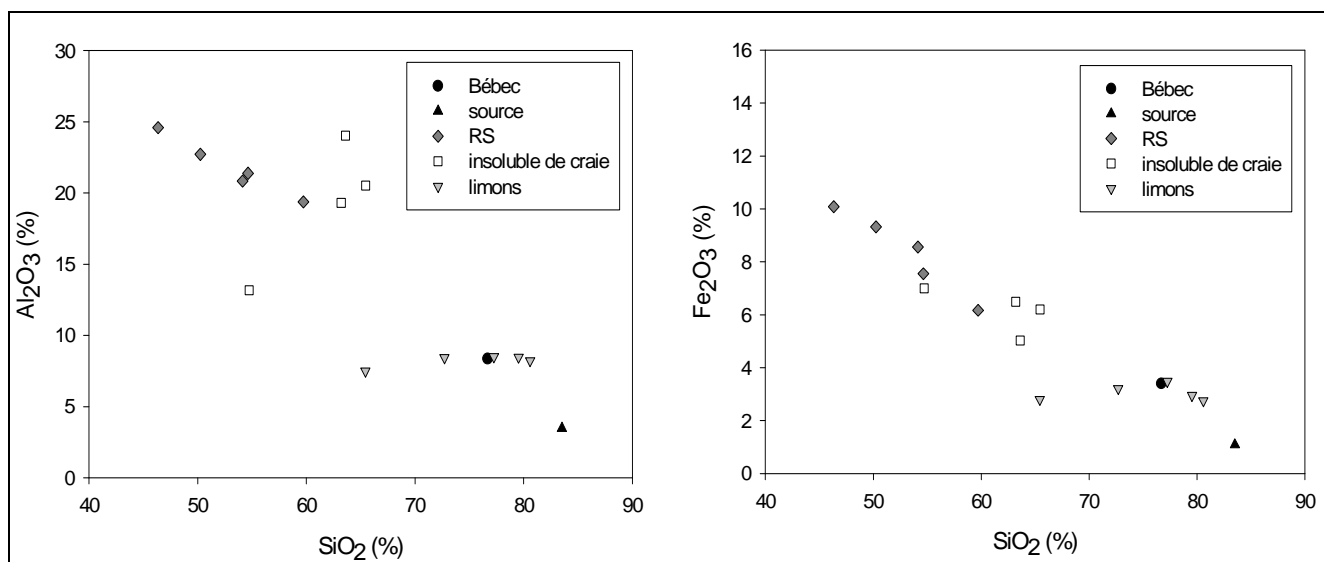


Figure III. 50 – Teneurs en silice par rapport à l'alumine.

Figure III. 51 – Teneurs en silice par rapport aux oxydes de fer.

Ces mesures démontrent donc que les matériaux engouffrés et restitués peuvent être apparentés aux limons de plateaux. Ils seraient donc caractéristiques de l'érosion sur le bassin versant du Bébec. L'enrichissement observé en silice à la source pourrait être interprété en termes de remise en suspension de sédiments d'origine autochtone (intra-karstique). En effet, les grains de quartz engouffrés dans le karst – fraction principale de la charge en suspension sur le plan quantitatif – sont susceptibles de décanter dans le réseau karstique. Une fois déposés, leur remobilisation est possible en fonction des conditions hydrodynamiques, ou plutôt de leur variation (transfert de pression, augmentation du débit...), entraînant un enrichissement relatif en SiO₂. L'enrichissement en calcium (CaO) à la source peut également être mis en relation avec l'observation de figures de dissolution de la craie. Toutefois, l'analyse chimique ne permet pas de montrer d'un point de vue qualitatif si cet enrichissement en calcium incombe à une fraction arrachée à la craie ou à des processus de précipitations des carbonates en solution. Quoiqu'il en soit, la contribution de cette fraction riche en Ca à la masse totale de sédiments exportés à la source est relativement faible (4%), de sorte que la grande majorité des matières en suspension responsables de la turbidité à la source correspondrait aux produits d'érosion du bassin superficiel.

IV Apports des données hydrogéochimiques

1 Faciès hydrochimiques

Des analyses des espèces ioniques majeures ont été réalisées sur des échantillons d'eau prélevés au cours de trois crues (décembre 1999, avril 2000, novembre 2000). Ces espèces sont SiO₂ (silice dissoute), Mg²⁺, Ca²⁺, K⁺, Na⁺, Fe (Fer total dissous), Al³⁺, NH₄⁺, NO₃⁻, NO₂⁻, HCO₃⁻, PO₄³⁻, SO₄²⁻, Cl⁻. Ces données sont

présentées, pour chaque épisode, sous forme de diagrammes de Piper, qui permettent une bonne visualisation des différents faciès hydrochimiques.

1.1 Décembre 1999

Les échantillons prélevés à la perte, la source et le forage pendant l'événement pluvieux ont permis d'établir les faciès hydrochimiques caractéristiques de chacun de ces sites. À l'équilibre, les eaux du Bébec sont de type bicarbonaté calcique. Pendant l'épisode, la dilution des eaux du ruisseau par l'eau de pluie entraîne l'évolution du faciès vers le pôle sodique (Figure III. 52). Le faciès hydrochimique à la source et au forage sont sensiblement identiques, c'est-à-dire bicarbonaté calcique. Les compositions moyennes des eaux aux trois sites sont exposées dans le Tableau III. 4.

Au maximum de la crue, les eaux de source sont diluées par l'arrivée d'eaux de surface : le faciès hydrochimique de la source est légèrement déplacé vers celui des eaux du Bébec. Ce phénomène de dilution à la source est également observable grâce à la diminution la conductivité électrique pendant la crue.

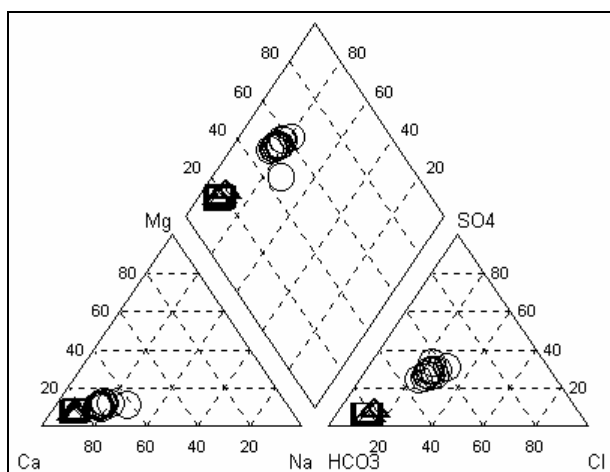


Figure III. 52 – Diagramme de Piper des faciès hydrochimiques (perte = O, source = Δ, forage = □), décembre 1999.

Tableau III. 4 – Concentrations moyennes à la perte, à la source et au forage pour la crue de décembre 1999.

	concentration moyenne (mg/L)						
	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Bébec	7.8	5.2	2.6	27.9	17.5	25.9	54.5
source	9.1	4.4	3.9	75.5	19.0	11.7	198.3
forage	10.6	2.8	5.5	93.3	21.1	15.1	253.7

1.2 Avril 2000

Lors de cette crue, sélectionnée pour sa faible amplitude, les faciès hydrochimiques (Tableau III. 5, Figure III. 53) restent remarquablement stables. Les eaux du Bébec ne sont que peu diluées par les eaux de pluie, la composante hydrochimique karstique à la source prédomine : les faciès hydrochimiques des échantillons de la source et du forage sont sensiblement équivalents, caractéristiques de la nappe de la Craie (purement bicarbonaté calcique).

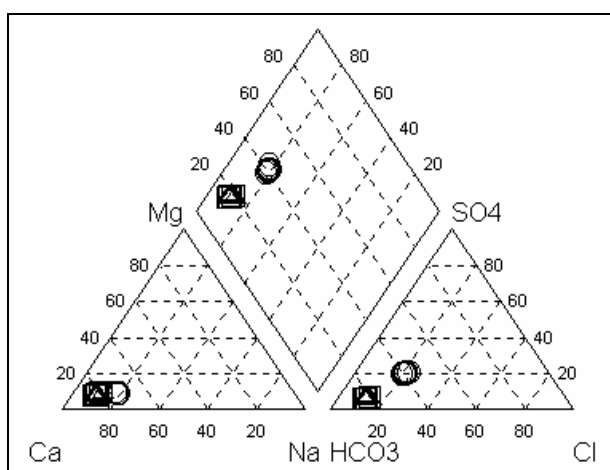


Figure III. 53 – Diagramme de Piper des faciès hydrochimiques (perte = O, source = Δ, forage = □), avril 2000.

Tableau III. 5 – Concentrations moyennes à la perte, à la source et au forage pour la crue d'avril 2000.

	concentration moyenne (mg/L)						
	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Bébec	12.8	2.5	3.5	44.7	21.5	28.9	105.6
source	12.6	2.6	5.3	87.2	21.2	16.3	250.1
forage	12.7	2.7	5.7	90.1	21.6	15.5	259.5

1.3 Novembre 2000

Cet épisode peut être considéré comme intermédiaire entre la crue du 24 décembre 1999 et celle du 14 avril 2000, les faciès hydrochimiques suivent une évolution en accord avec ce que l'on pouvait attendre compte tenu des observations précédentes (Tableau III. 6 et Figure III. 54).

On retrouve en effet les effets de dilution constatés pour la crue de décembre 1999, tant pour les eaux du Bébec que pour celles de la source, mais ils restent tout de même moins prononcés : les amplitudes des deux

événements sont similaires, mais les durées sont sensiblement différentes (41h d'introduction d'eaux de surface pour novembre 2000, 151h pour décembre 1999).

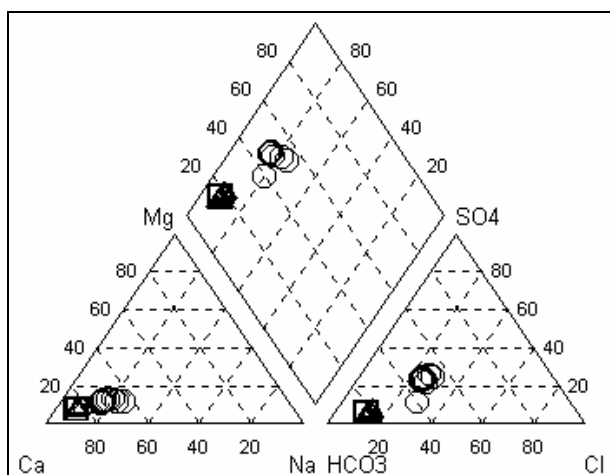


Figure III. 54 – Diagramme de Piper des faciès hydrochimiques (perte = O, source = Δ, forage = □), novembre 2000.

Tableau III. 6 – Concentrations moyennes à la perte, à la source et au forage pour les crues de novembre 2000.

	concentration moyenne (mg/L)						
	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Bébec	7.2	5.6	2.6	25.3	15.8	19.6	54.4
source	9.2	4.2	4.1	75.1	18.5	8.4	197.1
forage	10.4	2.7	5.5	97.7	21.5	15.4	264.9

2 Taux de mélange et contribution des différents réservoirs

Les taux de dilution pour les espèces dissoutes conservatives peuvent être déterminés au moment du maximum de dilution, afin d'être comparés à ceux obtenus d'après les mesures de turbidité. La fonction de mélange "Mix Samples" du logiciel de modélisation géochimique PHREEQC, inclus dans le logiciel AquaChem (Waterloo Hydrogeologic) a été utilisée pour l'estimation de ces taux de dilution. Cette fonction permet de déterminer des taux de mélange en prenant en compte simultanément plusieurs espèces dissoutes conservatives. A ce titre, nous avons choisi d'utiliser les espèces Na⁺, Cl⁻, et SiO₂ dissous. La modélisation inverse consiste à calculer le taux de mélange entre deux solutions prédéterminées de manière à obtenir une troisième solution dont la composition est optimisée par rapport à une solution référence.

Nous avons ainsi tenté d'estimer la contribution en volume des eaux du Bébec à la composition des eaux de la source au maximum de la crue. L'hypothèse centrale sous-jacente au calcul est la suivante : le maximum de dilution à la source doit correspondre à un mélange entre les eaux du karst à l'équilibre et les eaux de

surface au maximum de la crue. Les deux solutions initiales utilisées pour le calcul sont i) un échantillon prélevé à la source avant la crue (i.e., à l'équilibre, c'est-à-dire correspondant aux eaux karstiques), ii) un échantillon prélevé lors du pic de crue au Bébec. Ces deux échantillons ont été mélangés afin d'obtenir une solution dont la composition correspond à celle de l'eau de la source ou du forage au maximum de dilution.

2.1 Décembre 1999

Les Figure III. 55, Figure III. 56 et Figure III. 57 montrent l'évolution aux trois sites au cours de la crue de décembre 1999. Les tendances sont similaires pour les trois sites. Les taux de mélange ont été calculés pour les deux pics de l'épisode du 24 décembre. Le résultat du calcul réalisé avec PHREEQC donne 44% d'eau du karst pour le premier pic et 60% pour le deuxième pic. Ces valeurs donnent le pourcentage de contribution des eaux de surface et des eaux karstiques au maximum de dilution. Au forage, où un seul pic se détache réellement, on obtient une contribution de 10% des eaux du Bébec et 90% d'eaux de la Craie. La dilution apparente obtenue à partir des essais de tracage est du même ordre de grandeur, de 3 à 14% selon la période (étiage ou hautes eaux).

2.2 Avril 2000

Pour la crue d'avril 2000, de faible amplitude, l'évolution des espèces dissoutes conservatives à la source et au forage (Figure III. 58, Figure III. 59 et Figure III. 60) ne semble pas significative, vraisemblablement en raison de la faible importance de l'événement. Nous n'avons donc pas pu calculer de taux de dilution correspondant.

2.3 Novembre 2000

Pour l'épisode du 22 novembre (Figure III. 61, Figure III. 62, Figure III. 63), le taux de mélange calculé à la source d'après Cl⁻ et SiO₂ dissous est de 34% d'eaux de surface et 66% d'eaux karstiques. Pour l'épisode du 24 novembre, les eaux de surface contribuent pour 22% à la composition des eaux de la source au pic de restitution du flux de surface.

Au forage, les valeurs des taux de mélange sont respectivement de 12% d'eaux de surface pour le 22 novembre et 4% pour le 24 novembre.

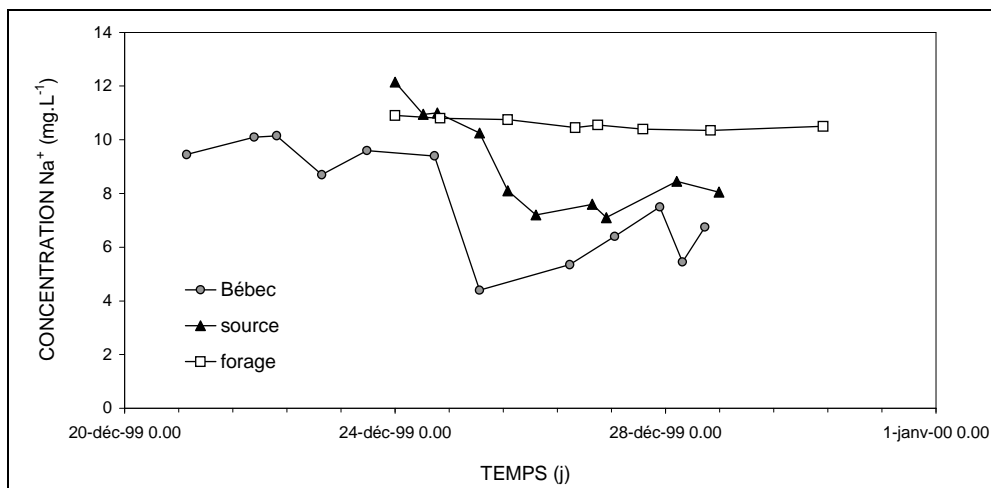


Figure III. 55 – Evolution de Na à la perte, à la source et au forage (décembre 1999).

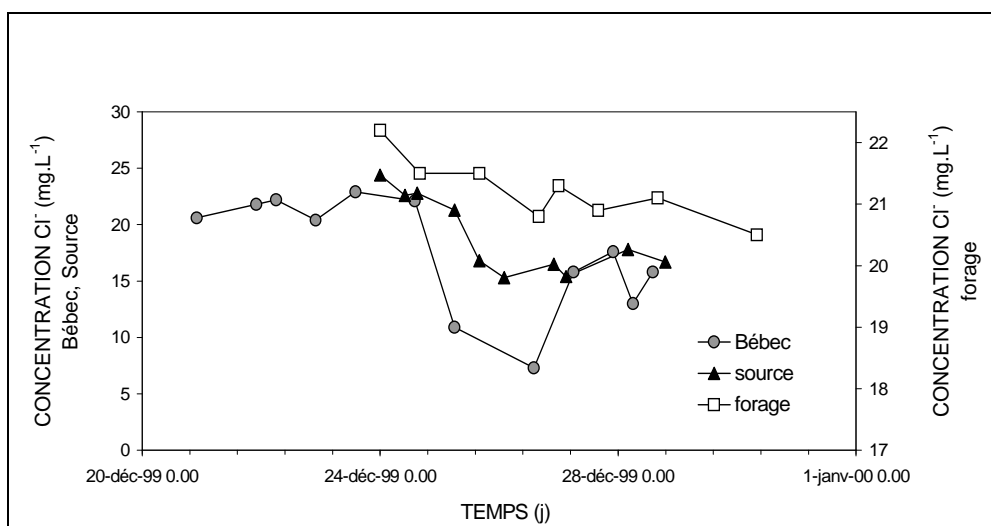


Figure III. 56 – Evolution de Cl à la perte, à la source et au forage (décembre 1999).

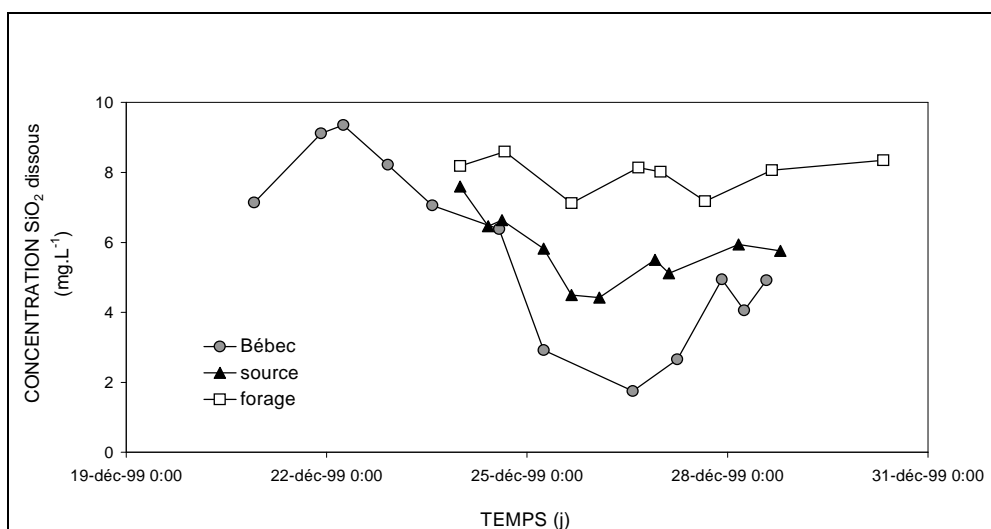


Figure III. 57 – Evolution de SiO₂ en solution à la perte, à la source et au forage (décembre 1999).

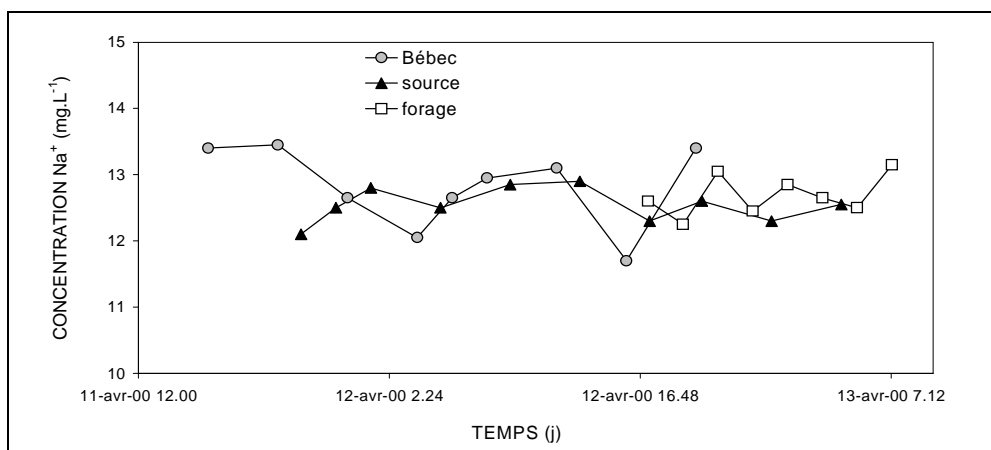


Figure III. 58 – Evolution de Na à la perte, à la source et au forage (avril 2000).

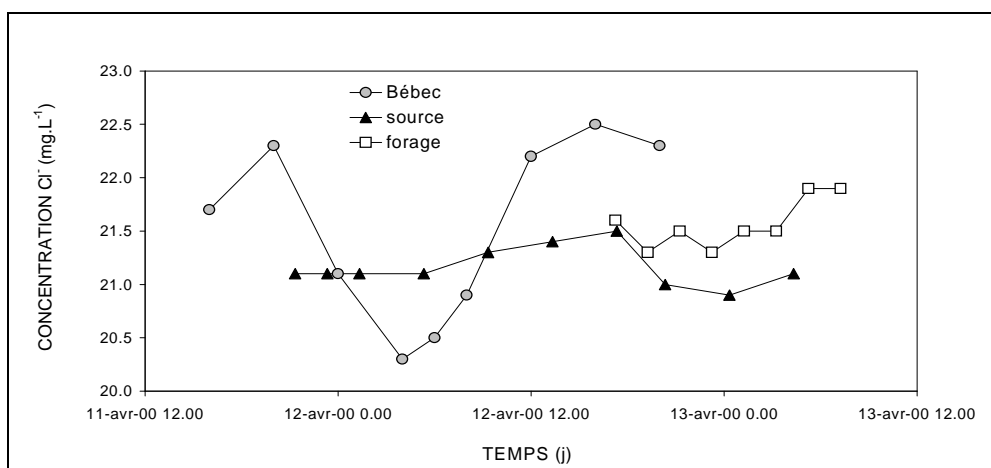


Figure III. 59 – Evolution de Cl à la perte, à la source et au forage (avril 2000).

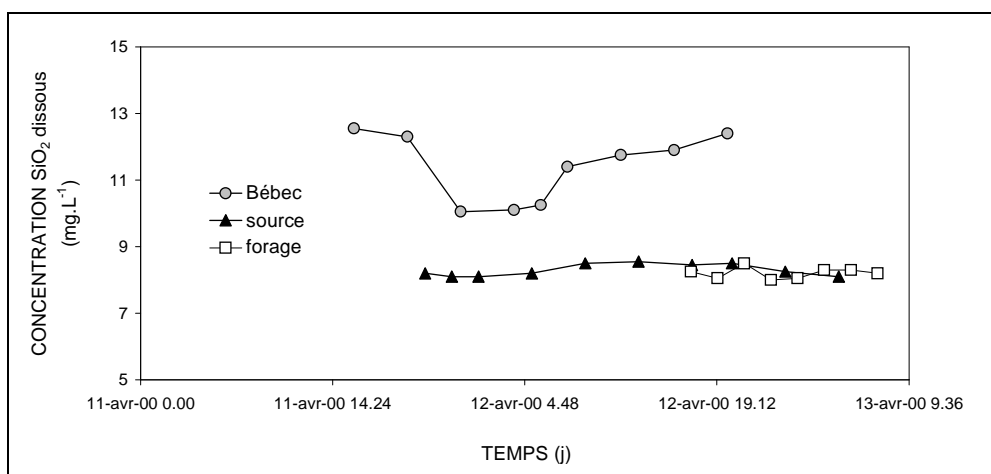


Figure III. 60 – Evolution de SiO₂ en solution à la perte, à la source et au forage (avril 2000).

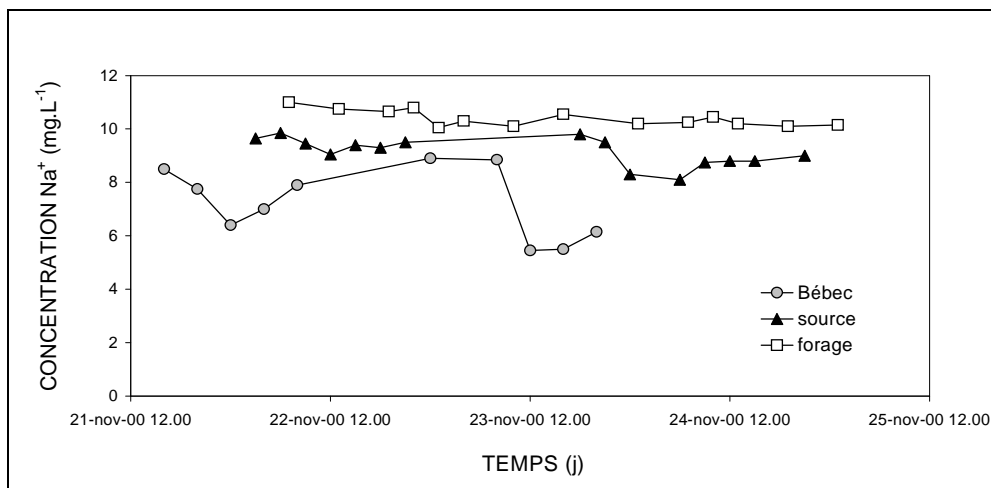


Figure III. 61 – Evolution de Na à la perte, à la source et au forage (novembre 2000).

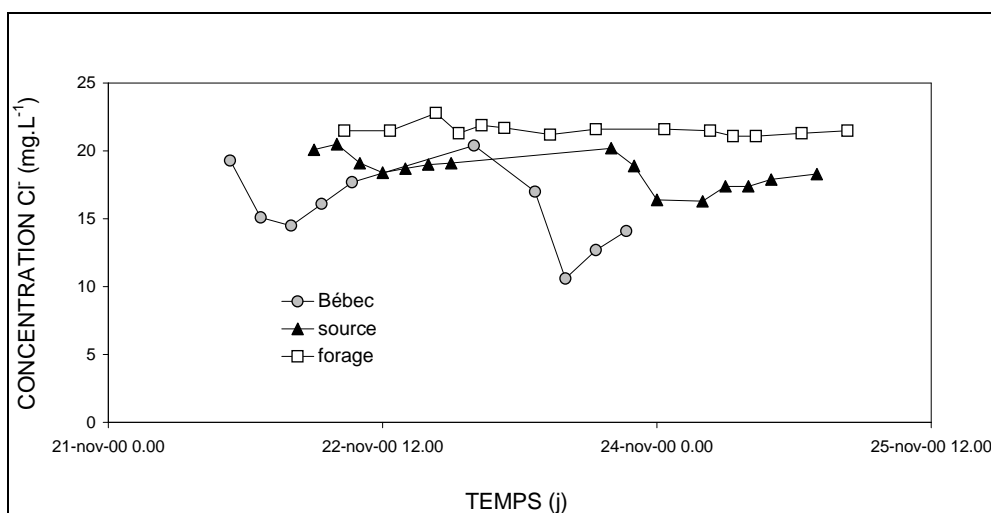


Figure III. 62 – Evolution de Cl à la perte, à la source et au forage (novembre 2000).

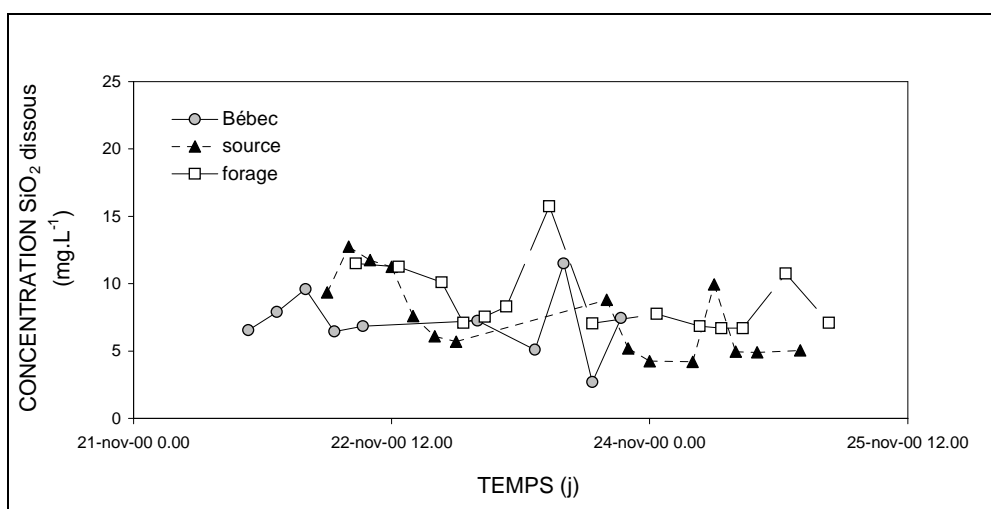


Figure III. 63 – Evolution de SiO₂ en solution à la perte, à la source et au forage (novembre 2000).

3 Conclusions

En utilisant les espèces dissoutes conservatives, il a été possible de calculer des taux de mélange pour les épisodes échantillonnés. Ces taux de mélange peuvent être comparés à ceux obtenus d'après les données de turbidité (taux de dilution apparents).

3.1 Décembre 1999

La dilution apparente calculée à partir de la turbidité du premier pic donne un taux de dilution de 75% pour les eaux engouffrées. Les espèces dissoutes donnent quant à elles un taux de dilution de 44% (66% d'eaux karstiques). Cette première phase d'engouffrement s'accompagnerait ainsi d'une perte en particules par dépôt dans le système.

Au forage, la dilution apparente obtenue d'après la turbidité est de 99.5%. Le taux de dilution calculé avec PHREEQC est de 90% (10% des eaux du Bébec contribueraient à la composition des eaux du forage au maximum de dilution). La turbidité apparaît donc beaucoup plus diluée (0.5% de la turbidité de la perte) que les phases dissoutes (10% de la concentration à la perte). La diminution de la turbidité ne serait donc pas due à une simple dilution des eaux de surface dans les eaux de la nappe de la Craie, mais plutôt à un piégeage important de la phase en suspension dans l'aquifère lors du transit vers le forage.

3.2 Novembre 2000

Pour l'épisode du 22 novembre le taux de mélange calculé d'après la turbidité donne 20% d'eaux de surface contre 34% d'après le calcul basé sur les espèces conservatives. Les valeurs correspondantes pour le 24 novembre sont de 25% de contribution du Bébec pour la turbidité contre 22% pour Na, Cl et SiO₂. Dans le premier cas, la turbidité apparaît beaucoup plus diluée que les espèces dissoutes : cette « perte » en turbidité peut être expliquée par un dépôt dans le système. Dans le deuxième cas le phénomène inverse est observé : la turbidité est en apparence moins diluée, ce qui pourrait indiquer un apport par le système (relargage).

Au forage, pour le 22 novembre, le taux de dilution calculé pour les espèces dissoutes donne 12% d'eaux de surface, contre 0.3% pour la turbidité. Pour le 24 novembre, ces valeurs sont respectivement de 4% et de 0.4%. Dans les deux cas, la turbidité paraît extrêmement diluée par rapport aux espèces dissoutes, ce qui indiquerait un piégeage important des particules entre perte et forage.

Les analyses géochimiques des eaux, ainsi que les modalités de la restitution turbide à la source et au forage suggèrent des mécanismes de transfert sensiblement différents entre ces deux points :

- à la source, la diminution de la turbidité est observée dans les mêmes proportions que la diminution de la concentration des espèces dissoutes conservatives. Pour les phases solide et dissoute, la diminution de la concentration serait due en majeure partie à la dilution des eaux de surface dans les eaux de la nappe. Les valeurs apparentes de dilution obtenues pour les espèces dissoutes conservatives et pour la turbidité sont du même ordre de grandeur, ce qui suggère des modalités de

transport à peu près similaires dans cette partie du système. De petites variations peuvent toutefois être interprétées en termes de dépôt ou de remobilisation de particules ;

- au forage, la diminution de la turbidité et des espèces dissoutes utilisées comme traceurs naturels ne sont absolument pas comparables, la chute de turbidité étant 20 fois plus forte que pour la phase dissoute. Ceci suggère des modalités de transport très différentes pour la turbidité et pour les espèces dissoutes, qui sont retrouvées de manière beaucoup plus nette que les particules. Le transport perte / forage pourrait donc s'effectuer au sein d'un milieu provoquant un piégeage important des particules.

V Synthèse

1 Propriétés de transport du système perte / forage

Lors des forts épisodes de pluie, les résultats montrent que le forage de Saint-Maurice d'Ételan est systématiquement atteint par la turbidité, bien que le signal soit très amorti. La conductivité varie de manière sensible avec la turbidité, diminuant lorsque la turbidité augmente, sauf pour le cas de l'épisode du 12 avril 2000, d'amplitude particulièrement faible. Ce phénomène a été expliqué par une meilleure sensibilité du capteur de turbidité par rapport au capteur de conductivité, les eaux de surface étant trop diluées pour pouvoir être détectées. Il faut tout de même envisager le cas où la faible turbidité mesurée lors de cet événement n'est réellement pas associée à l'arrivée d'eaux de surface : les matières en suspension présentes dans les échantillons auraient alors une origine autochtone par rapport au système perte / forage. Néanmoins, dans l'ensemble, les données hydrogéochimiques montrent que la turbidité est systématiquement beaucoup plus faible que ce que l'on pourrait attendre en regard de la dilution des espèces dissoutes, ce qui indiquerait des phénomènes de piégeage importants.

2 Arguments microgranulométriques

D'un point de vue général, l'absence de modification microgranulométrique au cours du transfert des particules depuis la perte vers la source, comme nous l'avons évoqué plus haut, ne permet pas d'affirmer que le transport est conservatif, étant données les différences importantes observées entre les taux de restitution des particules et des eaux de surface. Toutefois, il est possible de déduire de ces observations un caractère apparemment « continu » du transport du point de vue hydrodynamique. Par opposition, au niveau du forage, le tri granulométrique sévère suggère une modification radicale du mode de transport : les distributions microgranulométriques sont irrégulières, privilégiant les modes très fins. Contrairement au système perte-source où le phénomène est flagrant, l'allure des courbes granulométriques des suspensions engouffrées n'est pas du tout conservée au forage. Ceci suggère des modalités de transport très différentes entre les systèmes perte-source et perte-forage.

En outre, les observations réalisées au MEB ont montré de nombreuses similarités entre perte et source (débris algaires, présence de particules de quartz...), avec quelques éléments à la source caractéristiques du massif carbonaté (figures de dissolution et particules d'arrachement). Ces éléments particuliers spécifiques dénotent le mode transport dans le système perte / source, à savoir un mode transport à vitesse relativement élevée pouvant provoquer, dans une certaine mesure, de l'érosion mécanique dans le massif. Au forage, le type de particules observées présente deux caractéristiques principales : les éléments particuliers les plus fragiles ne sont jamais retrouvés (débris algaires), mais la présence de grains de quartz est constante, ainsi que celle de cristaux de calcite. La présence de ces cristaux est liée au faciès hydrochimique bicarbonaté calcique au niveau du forage. Les indices de saturation des eaux vis à vis de la calcite ont été calculés sur les échantillons prélevés : ainsi, sur l'ensemble des échantillonnages réalisés, l'indice de saturation moyen à la source est de 0.68, et 0.84 au forage, ce qui indique que les eaux du forage sont davantage saturées en calcite par rapport à la source. En effet, les eaux du forage subissent relativement peu l'influence des eaux de surface, sous-saturées en calcite, et qui provoquent une diminution de l'indice de saturation à la source en période de crue. Les cristaux de calcite omniprésents au forage tendent à confirmer cette hypothèse : les observations au MEB montrent dans tous les cas la précipitation de la calcite sous forme de cristaux en phase de croissance et même parfois automorphes.

3 Bilan massique annuel

De la même manière que pour le calcul du bilan d'érosion sur le bassin versant du Bébec, la quantité importante de mesures de turbidité et de débit à la source pour chaque épisode autorise la détermination d'un taux de restitution sur l'année hydrologique considérée. Le calcul du taux de restitution est obtenu à partir de la masse totale annuelle restituée à la source et de la masse totale annuelle introduite à la perte (masse exportée à l'exutoire du bassin versant corrigée de la saturation de la perte). Ces masses sont obtenues à partir des masses engouffrées et restituées calculées pour toutes les crues enregistrées au cours de l'année.

Tableau III. 7 – Bilan massique sur le cycle hydrologique 2000.

masse érodée sur le BV (t.a⁻¹)	144
masse non engouffrée (t.a⁻¹)	90
masse introduite (t.a⁻¹)	54
masse restituée (t.a⁻¹)	27
masse stockée dans l'aquifère (t.a⁻¹)	27

Au vu des résultats présentés dans le Tableau III. 7, il apparaît que la masse restituée à la source est équivalente à la masse stockée dans l'aquifère. Le stockage de la masse non restituée peut avoir lieu soit dans le système perte/source, soit dans le système perte/forage.

Les épisodes turbides présentés plus haut sont les seuls à avoir été suivis en totalité par des campagnes d'échantillonnage, car ils sont les plus représentatifs des différentes types de crues observées pendant la période d'étude. Néanmoins, il reste possible sur les épisodes non échantillonnés de réaliser un bilan de masse grâce aux mesures en continu (débit / turbidité). Les résultats obtenus sur les principaux épisodes sont présentés dans le Tableau III. 8.

Tableau III. 8 – Bilans massiques pour 10 épisodes caractéristiques du cycle hydrologique.

	Masse engouffrée (kg)	Masse restituée (kg)	Débit moyen à la source (L.s ⁻¹)	Bilan de masse (%)
24 décembre 1999	14993	11507	69.7	77
4 janvier 2000	985	304	54.3	31
1 mars 2000	1405	474	54.2	34
12 avril 2000	21	13	18.2	63
15-16 avril 2000	629	322	32.7	51
21 avril 2000	3139	2122	47.9	68
8 octobre 2000	17000	3370	54.4	20
16 octobre 2000	4447	3786	67.0	85
21 novembre 2000	695	345	45.0	50
23 novembre 2000	1088	764	50.8	70

Suivant ces données, les relations entre les conditions hydrodynamiques et les bilans de masse calculés ont été recherchées. La Figure III. 64 montre l'évolution du taux de restitution en fonction du débit moyen à la source correspondant à la période considérée. Cette évolution ne semble pas obéir à une loi bien définie. On remarque toutefois une tendance croissante en fonction du débit. Le bilan de masse perte / source n'est donc pas corrélé au débit dans le système.

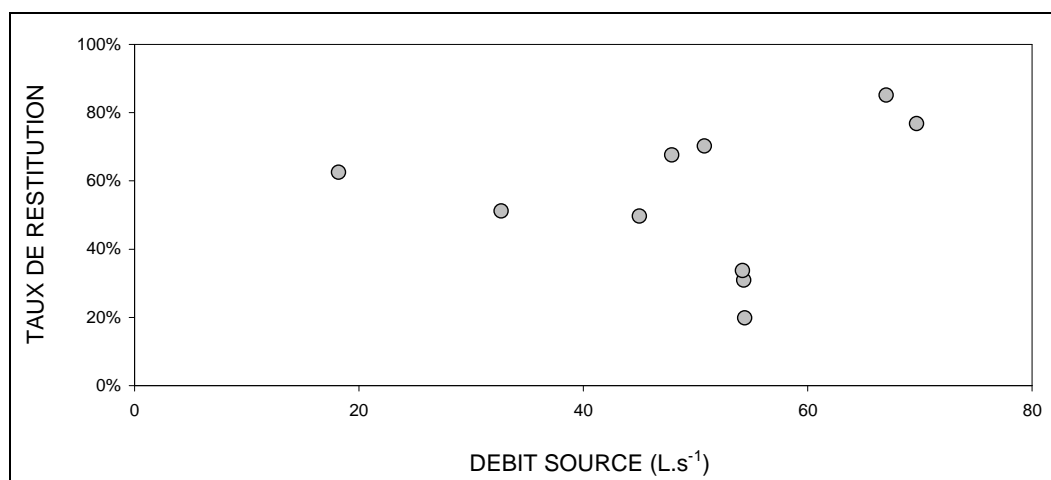


Figure III. 64 – Relation entre le débit de la source et le taux de restitution apparent des particules engouffrées à la perte du Bébec.

Les bilans de masse réalisés sur les crues échantillonnées présentées en I. ont montré des signes de stockage (dépôt) et de remobilisation (relargage) des particules quasi systématiques lors des transferts perte / source, comme l'attestent les différences entre bilans hydriques des eaux de surface et bilans de masse des flux de particules. L'existence de tels phénomènes rend le système hautement non-linéaire vis-à-vis de la turbidité. Cette apparente incohérence entre bilan de masse et débit montre la complexité du transport, qui paraissait de prime abord assez simple, notamment en se basant sur les analyses microgranulométriques et les essais de traçage.

En revanche, une relation de type puissance peut être identifiée entre la masse restituée et le débit à la sortie du système (Figure III. 65), bien qu'aucun lien avec le bilan de masse n'ait pu être mis en évidence. Bien que le coefficient de détermination soit relativement faible, cette observation laisse supposer une forte contribution de la remobilisation intra-karstique dans le bilan de masse.

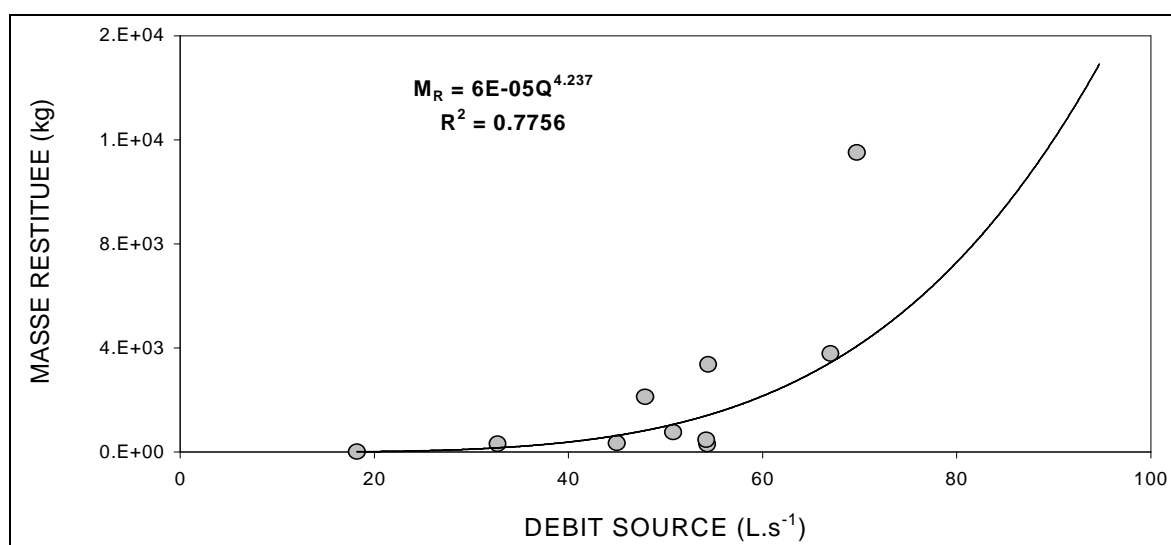


Figure III. 65 – Relation de type « puissance » entre la masse restituée à la source et le débit.

D'autre part, la relation entre masse restituée et masse engouffrée est beaucoup plus nette (Figure III. 66). On obtient effectivement une bonne corrélation ($R^2=0.99$) entre ces deux paramètres avec une régression linéaire de pente 0.78. Ce résultat indique que sur l'année 2000, le stockage est prédominant au cours du transport. La régression n'a pas été forcée au passage par l'origine : la non-linéarité du système induit la possibilité d'existence d'une masse restituée sans introduction d'eaux turbide. Ce phénomène traduirait la composante « relargage » du processus de transport.

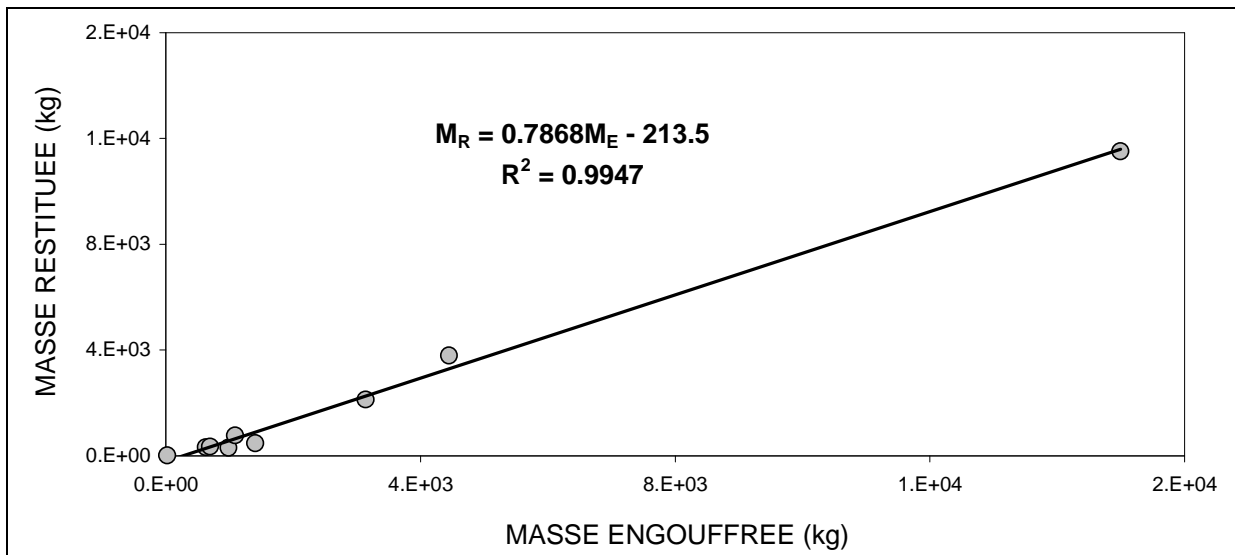


Figure III. 66 – Relation linéaire entre la masse engouffré et la masse restituée à la source.

Lors de l'analyse des chroniques, il est apparu pour chacun des épisodes un retard de la conductivité par rapport à la turbidité. Ce retard est croissant en fonction du bilan de masse calculé pour chaque crue, mais le coefficient de détermination est bien trop faible ($R^2 < 0.6$) pour pouvoir établir une réelle relation entre ce paramètre et le bilan de masse à la source (Figure III. 67). Un retard du flux d'eaux de surface par rapport à la turbidité peut être expliqué par une remobilisation de matériaux autochtones : déjà présents à l'intérieur du système, leur arrivée à l'exutoire n'est pas synchrone avec l'arrivée des matériaux directement transportés depuis le point d'engouffrement jusqu'à la source.

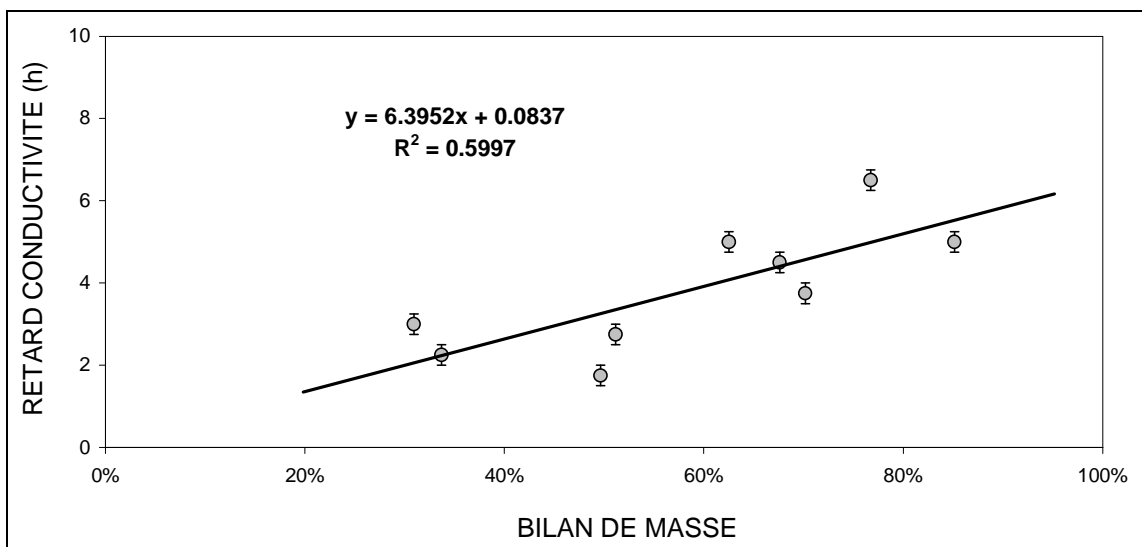


Figure III. 67 – Relation entre le retard de la phase dissoute (représentée par la conductivité électrique) et le taux de restitution apparent des particules engouffrées.

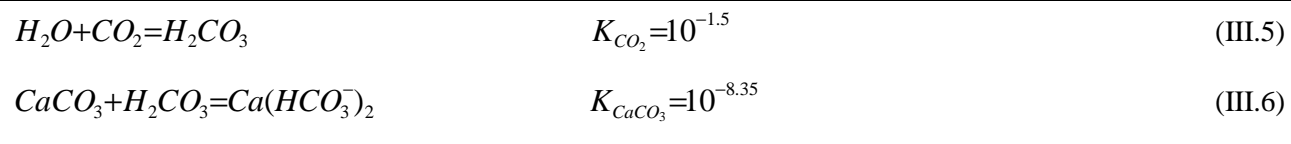
4 Cas particuliers des espèces Ca et HCO₃

Si l'on prend en compte l'ensemble des ions majeurs pour le calcul des taux de mélange au moment du pic de restitution des eaux de surface à la source, le résultat apparaît considérablement différent de celui obtenu avec les seules espèces conservatives. On observe en effet un taux de mélange exprimant une contribution amoindrie des eaux de surface. Après un certain nombre d'essais, nous avons remarqué que seules les espèces Ca²⁺ et HCO₃⁻ contrôlaient ce phénomène, les autres espèces majeures pouvant finalement être considérées comme plus ou moins conservatives.

Ainsi, pour la crue de décembre 1999, le taux de mélange calculé en incluant HCO₃⁻ et Ca²⁺ conduit à 74% d'eaux karstiques pour le premier pic, alors que les taux de mélange « vrais » ont été estimés à 34% d'eaux karstiques. Il y a donc un enrichissement en Ca²⁺ et HCO₃⁻ entre la perte et la source traduisant un apport de l'aquifère.

Il en va de même pour les épisodes de novembre 2000. Lors des crues des 22 et 24 novembre, les espèces conservatives permettent de déduire une contribution des eaux karstiques à la hauteur de 66% et 88%, respectivement, alors que ces valeurs sont de 90% et 94% en prenant en compte le carbonate de calcium dissous.

Nous pouvons également comparer l'évolution au cours du temps des ions bicarbonates et calcium en fonction de celle d'une espèce conservative. Ainsi, HCO₃⁻ et Ca²⁺ successivement sont normalisés par rapport à Na⁺ (conservatif) ; l'évolution de ce rapport est comparée à celle du rapport Cl⁻/Na⁺, par exemple. En théorie, ce dernier rapport, établi entre deux espèces conservatives, doit rester constant au cours du temps, les espèces Cl⁻ et Na⁺ évoluant dans les mêmes proportions. En revanche, un apport en HCO₃⁻ se traduit par une augmentation du rapport correspondant au cours de la crue. Les Figure III. 68, Figure III. 69 et Figure III. 70 montrent que les rapports HCO₃⁻/Na⁺ et Ca²⁺/Na⁺ augmentent au cours de la crue pour chacun des trois événements échantillonnés, alors que le rapport Cl⁻/Na⁺ est constant. Les droites de régression tracées sur les figures xa,b et c ne sont utilisées qu'à titre comparatif. Ainsi, nous pouvons constater que le coefficient directeur des droites (HCO₃⁻/Na⁺)=f(t) est à peu près double de celui des droites (Ca²⁺/Na⁺)=f(t). La dissolution du carbonate de calcium (pH=5.65 à 25°C) est donnée par :



L'enrichissement en carbonates et calcium, correspondant apparemment à la stoechiométrie de la réaction de dissolution de la calcite, serait donc lié à un apport du massif crayeux au cours de la crue. Au forage, en revanche, ce phénomène n'est pas marqué : les taux de dilution calculés à partir des espèces conservatives donnent, pour décembre 1999, 10% de contribution des eaux du Bébec, que les carbonates soient pris en compte ou non : ces derniers n'influencent pas, en apparence, la valeur du taux de dilution. Le processus de

dissolution de la calcite est vraisemblablement moins important dans cette zone moins bien connectée à la surface, et où les eaux sont plus à l'équilibre avec l'encaissant.

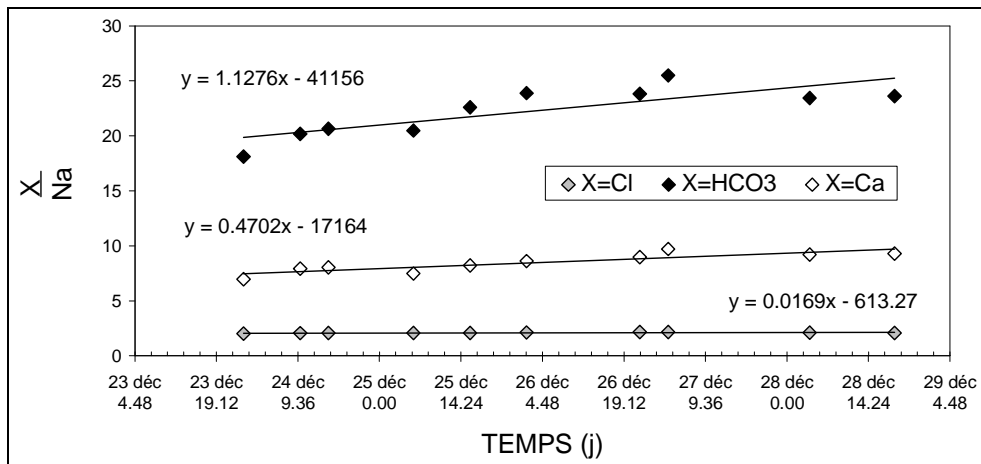


Figure III. 68 – Evolution des concentrations en HCO_3 et Ca comparée à celle d'une espèce conservative (Cl) au cours de la crue de décembre 1999.

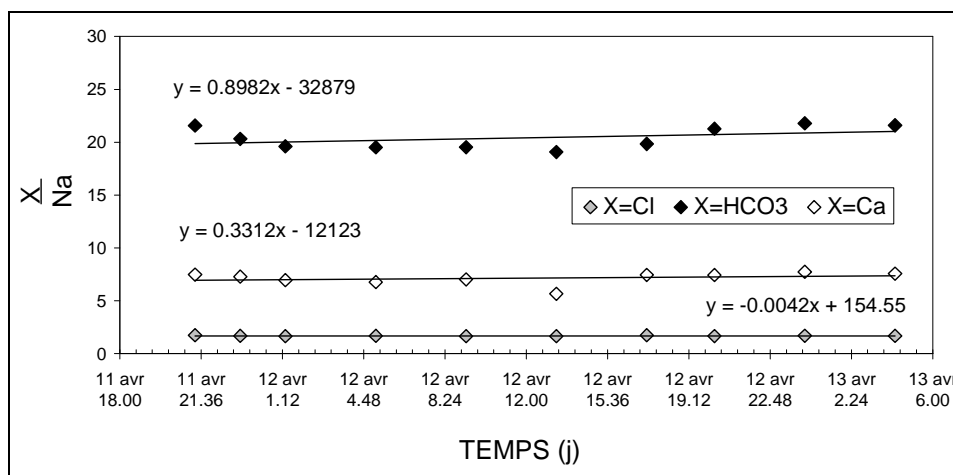


Figure III. 69 – Evolution des concentrations en HCO_3 et Ca comparée à celle d'une espèce conservative (Cl) au cours de la crue d'avril 2000.

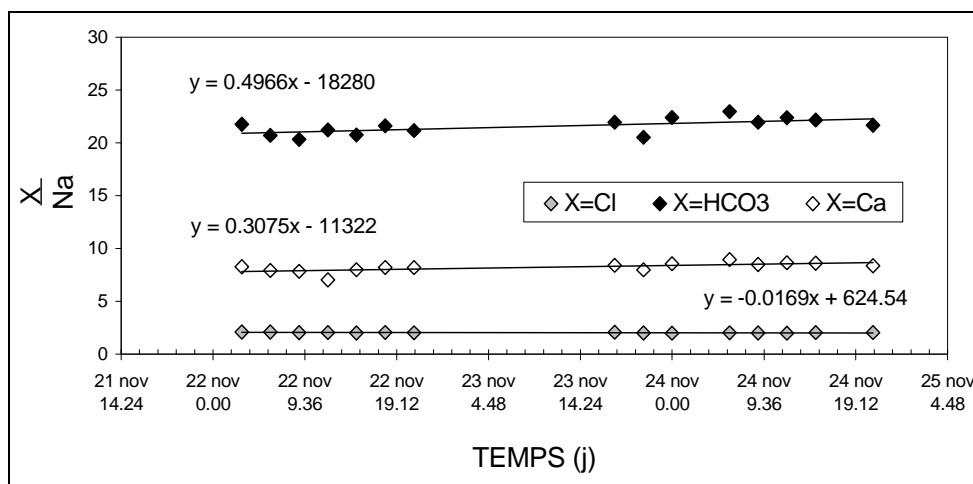


Figure III. 70 – Evolution des concentrations en HCO_3 et Ca comparée à celle d'une espèce conservative (Cl) au cours des crues de novembre 2000.

5 Pertinence de la conductivité comme marqueur des eaux de surface

Dans le paragraphe précédent, nous avons montré un enrichissement significatif en HCO_3 et Ca à la source, provenant très certainement de l'aquifère carbonaté. La conductivité est utilisée d'une part pour identifier l'arrivée des eaux de surface en sortie du système, d'autre part pour quantifier en fonction de son évolution la contribution des eaux de surface au débit total. La conductivité étant un paramètre globalisant de la charge ionique totale, l'apport en HCO_3 et Ca est susceptible d'introduire un biais dans les variations enregistrées, à la fois en phase et en amplitude, surtout dans le cas où les apports de l'aquifère ne sont pas constants au cours d'une crue. Sur le plan quantitatif, les variations de la conductivité seront minimisées puisque la chute de conductivité peut être compensée par l'apport de l'aquifère. Nous pouvons ainsi constater sur la Figure III. 71 que la variation d'amplitude de la conductivité est inférieure à celle du traceur conservatif. Sur le plan qualitatif, un enrichissement progressif en HCO_3 et Ca au cours de la crue peut provoquer une translation du minimum de conductivité sur l'axe des temps (Figure III. 71, cercle en pointillés).

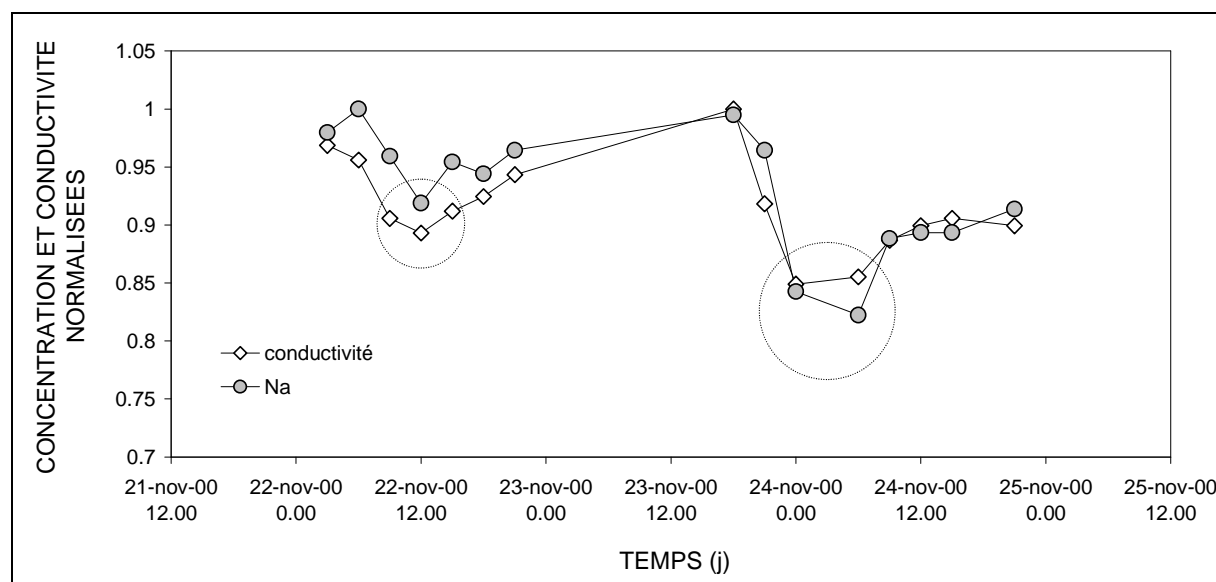


Figure III. 71 – Evolution de la conductivité électrique et de la concentration en Na (crue de novembre 2000). Les minima coïncident pour le premier pic mais sont décalés pour le deuxième.

Dans l'ensemble, les variations de conductivité constituent donc un bon indicateur de la présence d'eaux de surface, mais son utilisation conduit tout de même à une sous-estimation des taux de restitution des eaux engouffrées.

6 Dynamique du système

Au cours des différents épisodes suivis, des hypothèses sur le comportement en transport du système karstique peuvent être déduites. L'analyse des courbes de restitution normées du traceur dissous a montré

que le système est peu dispersif et se comporte comme un conduit principal prenant en charge la majeure partie du flux introduit à la perte.

6.1 Observations ponctuelles

Nous avons observé lors de la crue du 24 décembre 1999 une légère augmentation de la conductivité en tout début d'épisode. En général, un tel phénomène, quand il est observé, est interprété comme une « chasse » des eaux de la Craie due à l'augmentation du drainage de la nappe de la Craie. Ces eaux très minéralisées peuvent être stockées soit dans des zones karstiques annexes peu sollicitées sauf en période de fortes précipitations, soit dans des zones très capacitives comme la petite fissuration.

A la fin de l'épisode des 15-16 avril, l'augmentation du débit de la source sans apparition de turbidité est singulière. La décomposition des flux d'eau (Figure III. 28) indique que l'augmentation du débit en fin de turbidité n'est pas liée au flux de surface, mais à l'aquifère (la conductivité électrique tend à retrouver le niveau de base). Le découplage très net ainsi mis en évidence du point de vue hydrodynamique conduit à la différenciation de l'aquifère proprement dit et du karst d'introduction, dont les fonctionnements sont bien distincts. Par conséquent, dans ce cas, l'écoulement dans la zone noyée du réseau karstique n'induisant pas de turbidité, cette dernière ne serait pas le siège d'un stockage significatif des matériaux particulaires. Conceptuellement, le stockage aurait lieu préférentiellement dans la zone non saturée.

6.2 Comparaison dissous/particulaire

A Données générales

Un certain nombre de conclusions sur les propriétés de transport du système dans son ensemble peuvent d'ores et déjà être déduites des observations réalisées, basées sur la comparaison du transfert du dissous et du particulaire. Ainsi, d'une manière générale, nous avons observé dans le cas du système perte/source : *i*) un retard systématique de la conductivité par rapport à la turbidité, *ii*) des bilans massiques différents pour la phase particulaire en suspension et pour les eaux de surface.

Pour le système perte/forage, à l'instar des traçages, la connexion est prouvée pour le dissous (apparition d'eaux superficielles) comme pour le particulaire (pic de turbidité, avec des temps de transfert perte/forage comparables à ceux obtenus par traçage). La conductivité moyenne ($555 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) est très supérieure à celle du système perte/source ($355 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), ce dernier subissant une forte influence de la surface. Les dilutions apparentes calculées d'après la turbidité tendent à montrer une faible contribution des eaux du Bébec (fortement diluées dans les échantillons du forage). Les bilans de masse ne peuvent pas être calculés, le débit de l'aquifère exploité n'étant pas connu. D'autre part, les variations mesurées pour la turbidité et surtout pour la conductivité étant très faibles, en limite de précision du capteur, il n'est pas possible de déterminer avec certitude les déphasages éventuels pouvant exister entre les deux paramètres. Les variations de turbidité et de conductivité semblent *a priori* anticorrélées.

B Déphasage entre conductivité et turbidité à la source

Le retard « vrai » de la conductivité à la source doit intégrer le déphasage pré-existant lors de la phase d'introduction : nous avons vu en effet dans la partie 2 que le pic de turbidité des eaux du Bébec pouvait apparaître tantôt avant, tantôt après le pic de débit (anti-corrélé avec la chute de conductivité des eaux du Bébec). Par exemple, pour l'épisode turbide du 30 décembre 1999, l'avance de la turbidité sur la conductivité à la source était d'environ 4h. A l'introduction, le pic turbide est atteint 1h30 avant le pic de débit (conductivité minimale au Bébec) : on a donc un retard global de la conductivité à la source de 2h30 par rapport à la turbidité. Dans le cas de l'épisode du 12 avril, en revanche, le retard de la conductivité à la source est de 3h, bien que le pic de débit au Bébec précède le pic de turbidité d'environ 1h (cf. partie 2, Figure II. 21). Ainsi, dans l'ensemble, le signal de conductivité est bel et bien retardé par rapport à la turbidité. Le cas inverse n'a jamais été rencontré. Du point de vue qualitatif, la chute de conductivité traduit l'arrivée des eaux de surface. Un retard de ce paramètre par rapport au signal du transport de particules en suspension – corrigé d'un éventuel retard entre ces mêmes signaux à l'introduction – peut être interprété comme de la remise en suspension de matériaux particuliers d'origine intra-karstique.

C Les bilans entrée/sortie du système perte/source

Des différences entre le taux de restitution du flux d'eaux de surface et le bilan de masse calculés pour les particules ont été observées à la source. Si l'on considère le flux d'eaux de surface comme référence du transport en solution, le bilan de masse du particulaire apparaît tantôt supérieur, tantôt inférieur à celui du dissous. Dans le premier cas, un bilan excédentaire pourrait être interprété en termes de relargage par remobilisation intra-karstique. Dans le deuxième cas, un bilan déficitaire correspondrait à une prédominance du dépôt intra-karstique au cours du transport. La question se pose donc de la signification du bilan de masse solide calculé. En réalité, le transport de particules comporte 3 composantes au cours d'un épisode, l'une représentant le transfert direct, sans interruption dans le système, l'autre les phénomènes de dépôt dans le réseau karstique, et la troisième les processus de relargage. Ces 3 composantes interviennent potentiellement au cours d'un épisode, de sorte que le bilan de masse ne caractérise pas forcément (vraisemblablement presque jamais) la fraction réelle de la masse engouffrée au cours de l'épisode que l'on récupère à la source. La détermination et la quantification des ces 3 composantes n'a pas été réalisée pour les épisodes enregistrés, et leur contribution relative au transport global constitue un problème délicat à résoudre. Néanmoins, les phénomènes de relargage, pouvant expliquer l'avance systématique du signal de turbidité, semblent affecter toutes les crues turbides enregistrées, même s'ils ne sont pas forcément prédominants.

VI Conclusion

Le système perte / source présente toutes les caractéristiques d'un système karstique relativement simple, avec un drain principal directement lié au karst d'introduction. En effet, les courbes de restitution des particules, des éléments dissous naturels (conductivité électrique) ou artificiels (traçages) sont de formes similaires, et leur allure traduit un transport dans un milieu relativement homogène et peu dispersif, avec des courbes unimodales sans effet de tailing très prononcé. Les turbidités à la perte, à la source, et au forage sont bien corrélées, avec une restitution systématique tant à la source qu'au forage pour chaque phase d'engouffrement à la perte. Les observations au microscope électronique à balayage attestent de la continuité du transport des particules dans les systèmes perte / source et perte / forage : des éléments, y compris les plus fragiles, provenant de l'engouffrement à la perte sont retrouvés aux deux points de restitution.

La comparaison des processus de transport pour les phases dissoute (variation de la conductivité, suivi des espèces dissoutes conservatives et non conservatives) et solide en suspension montre clairement les différences de comportement de ces espèces, avec un transport différé pour la phase dissoute toujours observé à la source. Le suivi de la taille des particules en transport montre une certaine similarité entre la perte du Bébec et la source du Hannot. Bien que le calcul des taux de restitution des particules et du flux d'eaux de surface engouffrés montre des différences significatives, avec des preuves évidentes de dépôt et de relargage entre perte et source, la similarité observée du point de vue microgranulométrique laisse penser à une certaine conservation du mode de transport, dans un écoulement relativement rapide et sur un mode assez peu dispersif. Cette assertion est appuyée par des taux de dilution du même ordre de grandeur pour les particules et pour les espèces dissoutes conservatives au maximum de dilution.

Au forage de Saint Maurice d'Etelan, on relève des différences très marquées lors de la comparaison des taux de dilution de la turbidité et des espèces dissoutes conservatives, ces dernières se trouvant plus de 10 fois plus concentrées que la turbidité. Sur le plan microgranulométrique, la différence est ici fondamentale : contrairement à la source, les distributions sont sévèrement modifiées au forage, laissant supposer un mode de transport radicalement différent entre perte et forage. La coupe levée lors de la foration a révélé de 17 m et à 24 m une formation de graves, sable, craie altérée, craie grise molle... Cet horizon semble donc constitué par une zone hétérogène comprenant le toit de la craie, altérée, fissurée, des blocs de silex, des graves provenant de la base des alluvions, ainsi que des sables. Cette zone pourrait alors être le site d'une rétention importante des particules, en raison d'un comportement que l'on pourrait assimiler à un milieu poreux à l'échelle du terrain. Elle constitue l'interface entre craie et alluvions et sera dénommée ainsi par la suite. Ce serait une zone de transition, du point de vue lithologique, hydrodynamique et hydrodispersif, entre la craie et les alluvions surjacentes.

**PARTIE 4. TRANSFERTS DE PARTICULES EN MILIEU
POREUX HOMOGENE SATURE EN EAU**

Introduction

*L*e système souterrain étudié comporte une partie purement karstique, tandis qu'une deuxième partie semble constituée par un milieu dont la nature et les propriétés de transport sont différentes. La source du Hanneu, ancien captage A.E.P. du Syndicat Intercommunal d'Alimentation en Eau Potable de Saint-Maurice d'Ételan, constitue en pied de plateau un exutoire de la partie karstique ; c'est la résurgence des eaux du Bébec qui s'engouffrent à la perte du Bébec sur le plateau, environ 2 km plus au Nord. En raison des turbidités excessives (parfois plusieurs centaines de NTU) affectant la source en période de précipitations intenses, ce captage a été abandonné en 1994 au profit du forage actuel.

La problématique concerne donc l'identification d'une possible contribution des alluvions de la Seine dans le transfert des particules responsables de la turbidité. Nous avons par conséquent décidé de mener une étude expérimentale du transport de particules en milieu poreux, au moyen de colonnes simulant un milieu poreux. Cette approche, qui constitue en réalité un outil d'interprétation, s'est imposée du fait du manque de références concernant le transport de particules de taille supra-micrométrique plutôt que colloïdale, alors que la turbidité dans le Pays de Caux est précisément liée à la mise en suspension de ce type de matériel (produits d'érosion des plateaux : limons de taille modale 20 μm).

Les expériences sont réalisées en utilisant des milieux homogènes et des écoulements uniformes.

Ces travaux ont fait l'objet de 2 publications (Massei et al., 2002a et b), dont cette partie constitue la synthèse.

I Etat des connaissances

Les matières en suspension (MES) jouent un rôle déterminant dans la contamination des aquifères en raison de la capacité d'adsorption des bactéries sur le matériel particulaire, induisant une survie accrue des micro-organismes (Burton *et al.* in Palmateer *et al.* (1993). Le transport des contaminants est en effet facilité (Pommeputy *et al.*, 1992), voire même induit (Jordan *et al.*, 1997), par les particules en suspension dans les eaux souterraines. En Haute-Normandie, où presque 100% de la ressource est d'origine karstique, les MES ont une influence non négligeable sur la santé publique (épidémie de gastro-entérite) comme l'ont démontré Beaudeau *et al.* (1999). Lors de fortes crues, l'érosion des sols limoneux des plateaux induit l'apparition de phénomènes turbides importants. Les eaux chargées en particules transitent dans le réseau karstique et atteignent les alluvions de la Seine à l'interface Craie/alluvions dans lequel elles sont subitement injectées. Les quelques forages implantés dans la plaine alluviale de la Seine, bien que tubés au travers des alluvions, sont peu sensibles à la turbidité et ne présentent pas de pollution bactériologique remarquable. La connexion entre les eaux des plateaux engouffrées dans le karst et les forages a été établie par traçages artificiels et naturels (mesures en continu de la turbidité), non seulement au cours de ce travail de thèse mais aussi lors de travaux antérieurs. Les aquifères alluviaux graveleux interviennent donc potentiellement dans le transport des particules jusqu'aux forages d'alimentation en eau potable (Massei *et al.*, 2001a; Massei *et al.*, 2000). Nous utilisons les expérimentations en colonne pour comprendre les modalités de transport des particules dans les milieux poreux.

L'étude des mécanismes de transport de matières en suspension (MES) dans les milieux poreux suscite l'intérêt de nombreux auteurs. De nombreux travaux ont été réalisés sur le transport couplé et la cinétique d'adsorption des polluants, le plus souvent avec des particules colloïdales, en raison de leur présence en quantité importante dans les eaux souterraines d'une part, et de leur propriétés physiques d'autre part (surface spécifique, grande capacité d'adsorption, faibles vitesses de décantation...). Ces études portent sur l'étude de contaminants tels que les micro-organismes (Clement *et al.*, 1997; Corapcioglu et Haridas, 1985; Harvey et Garabedian, 1991; Harvey et George, 1989), les métaux lourds et radionucléides (Jordan *et al.*, 1997; Noell *et al.*, 1998; Van de Weerd et Leijnse, 1997; Van de Weerd *et al.*, 1998). L'étude du transport de particules en suspension permet de mettre en évidence des propriétés de transport des milieux poreux spécifiques aux insolubles. Ainsi, Niehren et Kinzelbach (1998) remarquent que le transport de colloïdes caractérise les zones à forte perméabilité dans un milieu constitué de sable et de filtres à cellules cylindriques de faible perméabilité. Dans la plupart des cas, un phénomène de déphasage entre la restitution d'un traceur dissous et celle des matières en suspension a été observé (Kretzschmar *et al.*, 1997; Kretzschmar *et al.*, 1999; Niehren et Kinzelbach, 1998). Ce phénomène est basé sur le mécanisme appelé « effet d'exclusion de taille » (ou *size-exclusion effect*) et trouve sa principale application en chromatographie (chromatographie d'exclusion).

Notre étude comporte 2 volets :

- 1 il s'agit d'une part de quantifier la cinétique de dépôt des particules dans le milieu poreux. Nous utilisons pour cela les expérimentations en colonne, qui sont également utilisées pour le calage d'un modèle mathématique de transport avec dépôt des particules.
- 2 l'étude comparée du transport des matériaux particulaires et du transport de soluté, pour déterminer l'influence des conditions hydrodynamiques sur le comportement en transport des particules.

II Méthodologie et matériel utilisé

1 Caractéristiques du milieu

Une colonne de verre d'une longueur de 1.20 m, de 6.5 cm de diamètre intérieur est remplie de graviers issus du concassage de graves alluviales. 80% des grains du milieu sont compris entre 1.5 et 3 mm, comme on peut le voir sur la courbe cumulative de la distribution granulométrique (Figure IV. 1). Bien que le plexiglas autorise des manipulations faciles en raison de sa solidité, nous avons privilégié le verre afin de minimiser les interactions électrostatiques entre les matériaux en transport (traceur dissous et particules en suspension) et les parois de la colonne.

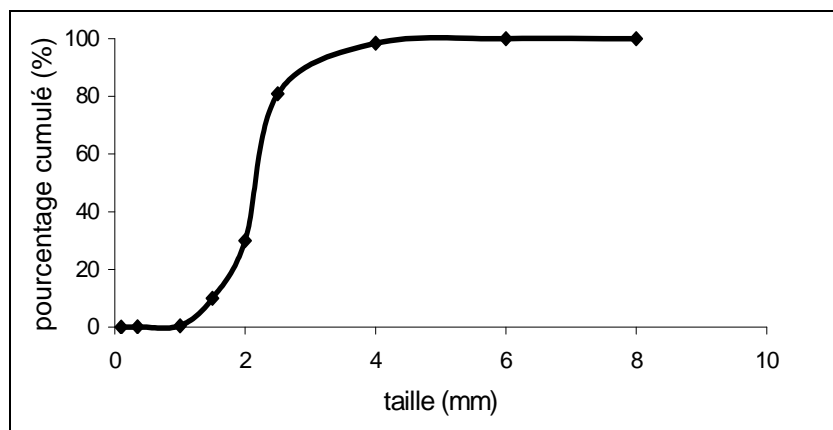


Figure IV. 1 – Distribution cumulative des tailles des graviers de remplissage.

La colonne a tout d'abord été remplie en position verticale avec de l'eau à 2.6 mM de NaCl. Les graviers, préalablement séchés à l'étuve (105 °C pendant 48 h), ont ensuite été ajoutés de manière progressive, par petites quantités de masses connues, pour éviter le blocage de bulles d'air en trop grand nombre dans le milieu. La colonne a finalement été compactée par vibration. La densité de la phase solide du milieu a été déterminée expérimentalement en mesurant dans une éprouvette graduée la variation de volume induite par l'introduction d'une quantité connue de matériel. Le résultat donne une masse volumique de 2.45 ± 0.04

$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Finalement, le rapport du volume de la colonne au volume de la phase solide dans le milieu permet de déterminer la porosité totale.

La conductivité hydraulique a été déterminée par la loi de Darcy en mesurant pour des débits différents la variation du gradient hydraulique dans le milieu au moyen de piézomètres fixés sur la colonne (Figure IV. 2). Une conductivité hydraulique $K=1.68\times 10^{-2} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ a ainsi été obtenue. Pendant les expériences de traçage, la colonne a été installée en position horizontale de façon à éviter un tassement inégal le long de la colonne, rendant le milieu hétérogène. Ce phénomène, n'affectant pas des colonnes de quelques centimètres de long, peut pourtant survenir dans le cas d'une colonne de 1.20 m contenant une masse de gravier élevée (5.7 kg).

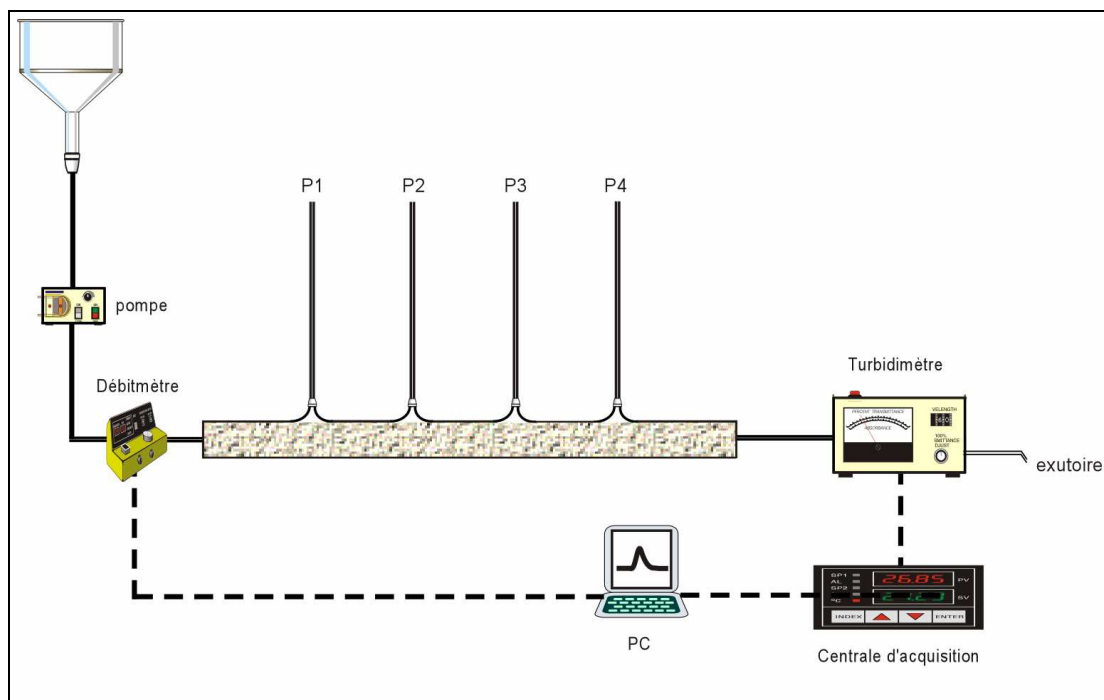


Figure IV. 2 – Dispositif expérimental.

2 Caractéristiques de la suspension injectée

Les particules injectées sont composées de limons éoliens exclusivement quartzeux des formations Holocènes de couverture sur les plateaux. Le spectre microgranulométrique de ce matériel montre des tailles comprises entre 2 et 60 μm , avec un mode à 25 μm (Figure VI.3). La Figure VI.4 est une image MEB d'un grain de quartz représentatif des matières injectées. Le coefficient de diffusion pour les particules utilisées peut être déterminé en utilisant l'équation de Stokes-Einstein, c'est-à-dire, $D_c = k\cdot T/3\cdot\pi\cdot\mu\cdot\phi_p$, où D_c est le coefficient de diffusion [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$], k la constante de Boltzmann [$\text{J}\cdot\text{K}^{-1}$], T la température absolue [K], μ la viscosité dynamique [$\text{Pa}\cdot\text{s}$], et ϕ_p le diamètre des particules [m]. La viscosité dynamique de l'eau est calculée à l'aide de la formule de Bingham (i.e., $\mu(T) = 0.6612(T - 229)^{-1.562}$).

Le coefficient de diffusion calculé pour les particules injectées pendant nos expériences est égal à $1.28 \times 10^{-14} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. A titre de comparaison, dans les mêmes conditions, le coefficient de diffusion calculé de la même manière pour des particules de tailles colloïdales avec un diamètre moyen 300 nm serait égal à $1.07 \times 10^{-12} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, c'est-à-dire plus de 80 fois plus grand.

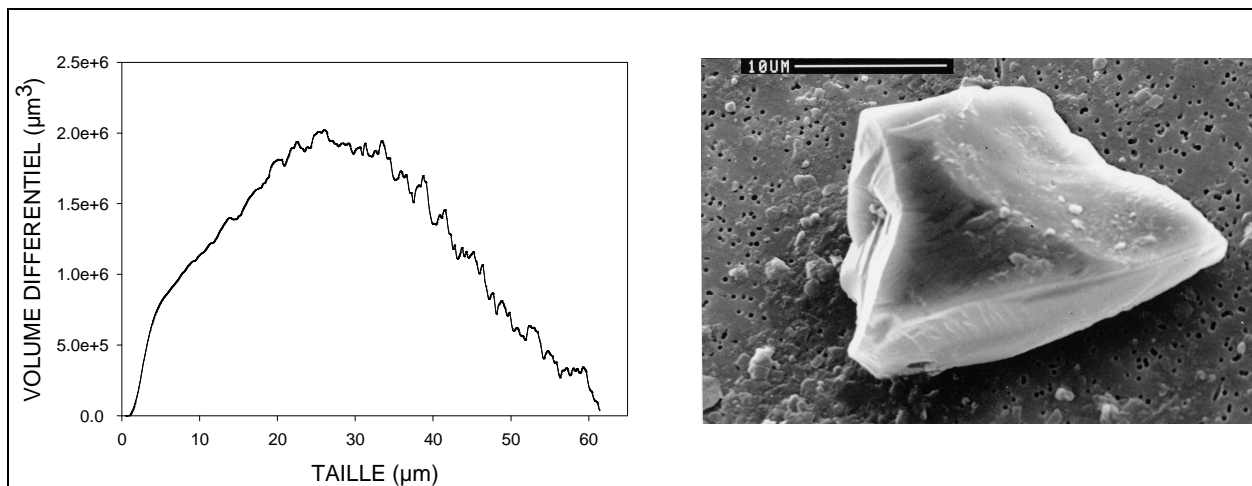


Figure IV. 3 – Distribution microgranulométrique de la suspension injectée.

Figure IV. 4 – Image MEB d'un grain de quartz, constituant principal de la suspension.

3 Mode opératoire

La plupart du temps la méthode d'injection d'un traceur dissous lors d'une expérience de traçage en colonne est l'injection en continu ou en créneau. Kretzschmar et al. (1997) soulignent que ce type d'injection, lorsqu'il est appliqué à des particules en suspension, introduit certains problèmes d'interprétations, en raison de la quantité relativement importante de particules injectées dans la colonne. Le milieu est donc peu à peu colmaté, ayant pour résultat une variation de la cinétique de dépôt au cours de l'expérience (Song et Elimelech, 1993), alors que ce type d'inconvénient peut être évité par l'utilisation de la méthode d'injection instantanée. Nous avons donc opté pour cette dernière technique.

Une pompe péristaltique permet de conserver un débit constant pendant l'expérience. La mesure de débit est réalisée au moyen d'un débitmètre numérique MacMillan, le débitmètre étant relié à une centrale d'acquisition. Les injections sont effectuées à l'aide d'une seringue de 60 ml. Les restitutions du traceur et des particules sont enregistrées respectivement par un fluorimètre Turner Designs modèle 10-AU, et par un turbidimètre de marque Fischer. La cuve à circulation (ampoule de verre) du turbidimètre a été modifiée de manière à pouvoir accepter avec le moins de perte de charge possible le flux entrant. La position de l'entrée du flux a également été modifiée et se fait à présent par le bas pour s'affranchir du problème d'éventuelles bulles d'air pouvant rester dans la cuve. Tout l'appareillage est relié à la centrale d'acquisition Technolog, contrôlée par un PC, et réglée selon le cas sur un pas de temps de 1 ou 10 secondes.

Les injections sont effectuées pendant un temps le plus court possible avec une seringue contenant 30 mL d'un mélange de suspension et de fluorescéine. Le volume de solution injecté est faible par rapport au volume total de pores. Les 30 mL de solution d'injection se composent de $235 \mu\text{g.L}^{-1}$ de particules limoneuses de quartz et de $20 \mu\text{g.L}^{-1}$ de fluorescéine.

Pour la gamme de vitesse utilisée, le nombre de Peclet de grain varie de 8.41×10^2 à 2.81×10^4 pour le traceur, et de 9.19×10^2 à 2.12×10^4 pour les particules. Ainsi, nos expériences tombent dans le régime IV défini par Pfannkuch (1963), c'est-à-dire un régime de dispersion cinématique pure, à la fois pour le traceur et pour les particules. Les effets de la diffusion moléculaire pour le traceur sont donc négligeables comparés à ceux de la dispersion cinématique, mais la loi de Darcy reste applicable.

Les taux de restitution de la fluorescéine et des particules sont respectivement calculés à partir des turbidités et des unités brutes de fluorescence. La quantité initiale de chaque phase est en effet connue grâce à l'étalonnage des appareils (Figure IV. 5), mais la détermination de pourcentages est plus exacte si l'on évite la reconversion des valeurs mesurées en concentrations, susceptible de propager l'erreur due à la calibration des appareils.

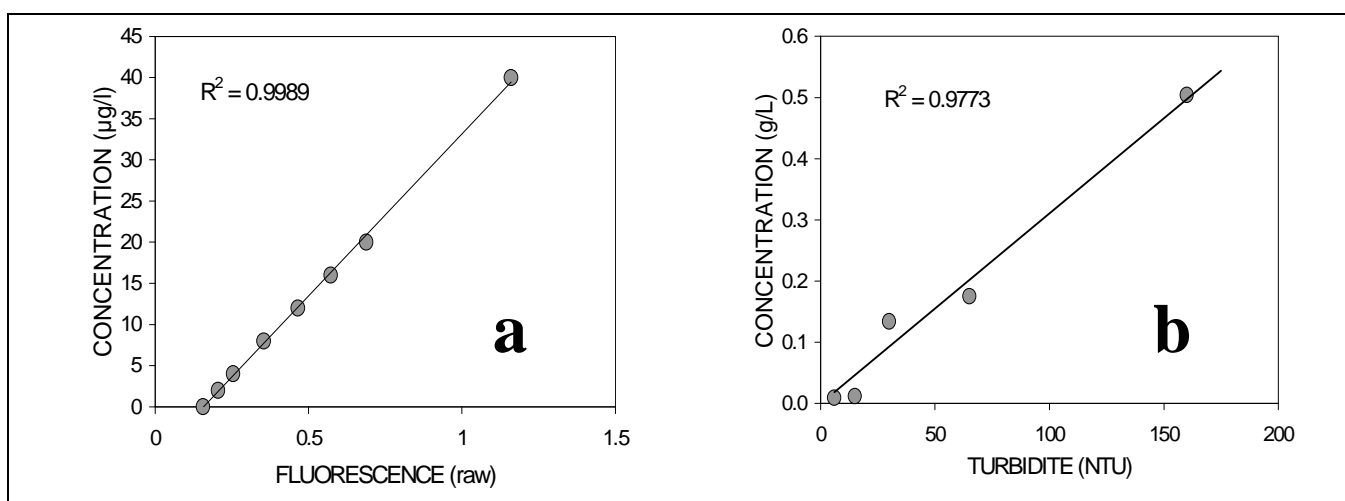


Figure IV. 5 – Courbes d'étalonnage du fluorimètre (a) et du turbidimètre (b).

III Etude de la cinétique de dépôt de particules dans un milieu poreux

Ce premier volet concerne donc l'analyse du dépôt de particules supra-micrométriques lors de leur transport en milieu poreux.

1 Modèle mathématique

Dans un milieu poreux homogène et saturé, en conditions d'écoulement uniforme, le transport de particules en suspension peut être décrit par l'équation de convection-dispersion avec une cinétique de dépôt du premier ordre (Corapcioglu et Jiang, 1993) :

$$\frac{\partial[(\omega_0 - \omega_p) \cdot C]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D \cdot \frac{\partial(\omega_0 - \omega_p) \cdot C}{\partial x} \right] - \frac{\partial[(\omega_0 - \omega_p) \cdot u \cdot C]}{\partial x} - \frac{\partial(\rho_p \cdot \omega_p)}{\partial t} \quad (\text{IV.1})$$

$$\frac{\partial(\rho_p \cdot \omega_p)}{\partial t} = K_{dep} \cdot (\omega_0 - \omega_p) \cdot C \quad (\text{IV.2})$$

où C est la concentration des particules dans la phase liquide mobile [$M \cdot L^{-3}$], ω_0 est la porosité cinématique initiale, ω_p est la fraction volumique de particules déposées par rapport au volume total du milieu, ρ_p est la masse volumique des particules [$M \cdot L^{-3}$], D est la dispersion [$L^2 \cdot T^{-1}$], u est la vitesse moyenne des particules [$L \cdot T^{-1}$], K_{dep} est le coefficient cinétique de dépôt [T^{-1}], et x la distance depuis l'entrée [L].

Les conditions initiales et aux limites sont :

$$C(0, x) = 0 \quad (\text{IV.3})$$

$$C(t, 0) = m \cdot \delta(t) / Q \quad (\text{IV.4})$$

$$C(t, \infty) = 0 \quad (\text{IV.5})$$

où $\delta(t)$ est la fonction de Dirac, m la masse injectée [M], et Q le débit [$L^3 \cdot T^{-1}$].

Dans l'équation (IV.2), le relargage des particules déjà déposées est négligé. La masse de particules injectée est faible et par conséquent les volumes occupés par le matériel susceptible d'être déposé (ω_p) sont très également petits par rapport à la porosité initiale (ω_0). Nous pouvons donc admettre que $\omega_0 - \omega_p = \omega$ est constant.

Pour une injection instantanée dans un milieu homogène semi-infini, Wang *et al.* (2000) donnent les solutions analytiques pour les équations (IV.1) et (IV.2), en fonction de (IV.3), (IV.4), et (IV.5):

$$C(t) = \frac{mx}{Q\sqrt{4\pi Dt^3}} \exp\left(\frac{xu(1-\beta)}{2D}\right) \exp\left(-\frac{(x-u\beta \cdot t)^2}{4Dt}\right) \quad (IV.6)$$

avec

$$\beta = \sqrt{1 + \frac{4K_{dep}D}{u^2}} \quad (IV.7)$$

D'après l'équation (IV.6), le taux de restitution R peut être calculé :

$$R = \int_0^{\infty} Q \cdot C(t) dt / m = \exp\left(\frac{xu(1-\beta)}{2D}\right) \quad (IV.8)$$

En introduisant le nombre de Péclet de la colonne ($P_e = ux/D$), on obtient :

$$R = \exp\left(\frac{P_e(1-\beta)}{2}\right) \quad (IV.9)$$

La valeur de R est toujours inférieure à 1 si le phénomène de dépôt apparaît ($\beta > 1$).

Le temps de transit moyen (t_m) pour les particules traversant la colonne (i.e., arrivant à l'exutoire) est défini par :

$$t_m = \int_0^{\infty} C(t) \cdot t \cdot dt / \int_0^{\infty} C(t) \cdot dt \quad (IV.10)$$

Finalement, l'application de (IV.6) à l'équation (IV.10) donne :

$$t_m = \frac{t_c}{\beta} \quad (IV.11)$$

où $t_c = x/u$ est le temps de convection.

Quand il n'y a pas de dépôt, c'est-à-dire quand $K_{dep} = 0$ et $\beta = 1$, l'équation (IV.6) donne directement :

$$C(t) = \frac{xm}{Q\sqrt{4\pi Dt^3}} \exp\left(-\frac{(x-ut)^2}{4Dt}\right) \quad (IV.12)$$

Cette équation est la solution analytique pour le transport d'un traceur dissous. Le taux de restitution dans l'équation (IV.9) est $R = 1$ et le temps de transit moyen $t_m = t_c$. Puisque $\beta > 1$ pour le transport des

particules, le temps de transit moyen **pour les particules arrivant à l'exutoire**, $t_m = t_c / \beta$, est plus court que pour le traceur ($t_m = t_c$), tenant compte du fait que seule une partie du volume de particules injecté atteint l'exutoire ($R < 1$).

Dans l'équation (IV.6), 3 paramètres u , D (ou bien la dispersivité α , avec $D = u\alpha$) et β (ou bien K_{dep}) sont inconnus. Beaucoup de travaux publiés sur le sujet font état d'un transport des particules plus court que le transport du traceur dissous (Kretzschmar *et al.*, 1997; Puls et Powell, 1992). L'analyse théorique des solutions analytiques confirme que le temps de transit moyen des particules est plus court que celui du traceur dissous. Une partie des particules reste piégée dans la matrice poreuse, alors que celles exclues des plus petits pores (effet d'exclusion de taille, ou *size-exclusion effect*) emprunte un trajet plus court. Finalement, les 3 paramètres inconnus (u , D , β) doivent être calculés simultanément à partir de la même courbe de restitution (que l'on nommera quelques fois par commodité *BTC*, pour *BreakThrough Curve*).

En utilisant le nombre de Péclet (P_e) et le temps de convection (t_c), les équations (IV.12) et (IV.6) peuvent être ré-écrites comme suit, respectivement :

Pour le traceur (phase dissoute):

$$C(t) = \frac{W_1}{\sqrt{t^3}} \exp\left(-\frac{P_e}{4t_c} \frac{(t_c - t)^2}{t}\right) \quad (IV.13)$$

Pour les particules (phase solide en suspension) :

$$C(t) = \frac{W_2}{\sqrt{t^3}} \exp\left(-\frac{P_e}{4t_c} \frac{(t_c - t)^2}{t}\right) \quad (IV.14)$$

où

$$t'_c = t_c / \beta \quad (IV.15)$$

$$P'_e = \beta \cdot P_e \quad (IV.16)$$

$$W_1 = \frac{m}{Q} \sqrt{\frac{P_e t_c}{4\pi}} \quad (IV.17)$$

$$W_2 = \frac{m}{Q} \sqrt{\frac{P_e t_c}{4\pi}} \cdot \exp\left(\frac{P_e (1 - \beta)}{2}\right) \quad (IV.18)$$

W_1 et W_2 ne dépendent pas du temps au cours du transport. Si l'on compare les équations (IV.13) et (IV.14), les solutions analytiques pour les particules et pour le traceur dissous sont de forme identique. Toutes les méthodes d'interprétation des essais de traçage pour les phases dissoutes (IV.13) peuvent être

appliquées aux phases particulières (IV.14). On peut citer, par exemple, la méthode graphique linéaire (Wang, 1987b) ou celle des abaques de Sauty (1978). Ces méthodes permettent de déterminer facilement les 2 paramètres hydrodispersifs P_e et t_c sans avoir recours à un processus numérique. Lorsque ces méthodes sont appliquées aux BTCs issues des traçages réalisés avec des particules uniquement (IV.14), les 2 paramètres à déterminer sont respectivement P'_e et t'_c au lieu de P_e et t_c .

Une fois que P'_e et t'_c sont déterminés, les équations (IV.15) et (IV.16) peuvent être associées au taux de restitution R (IV.9) pour déterminer les 3 inconnus (t_c , P_e et β) :

$$\beta = \frac{P'_e}{P'_e + 2 \ln(R)} \quad (IV.19)$$

$$P_e = \frac{P'_e}{\beta} \quad (IV.20)$$

$$t_c = t'_c \cdot \beta \quad (IV.21)$$

Il est à noter que P'_e et t'_c sont calculés en utilisant les solutions analytiques alors que R est calculé à partir des données expérimentales.

Une fois β , P_e et t_c connus, le coefficient de dépôt K_{dep} , la porosité cinématique ω et la dispersivité α peuvent être calculés :

$$\alpha = \frac{x}{P_e} \quad (IV.22)$$

$$\omega = \frac{Q \cdot t_c}{s \cdot x} \quad (IV.23)$$

$$K_{dep} = \frac{P_e (\beta^2 - 1)}{4t_c} = -\frac{\ln(R)}{t_c} \left(1 - \frac{\ln(R)}{P_e} \right) \quad (IV.24)$$

où x est la longueur de la colonne. Si la dispersion cinématique est négligeable devant la convection (P_e suffisamment grand), le coefficient de dépôt K_{dep} peut être calculé en utilisant la formule approchée :

$$K_{dep} = -\frac{\ln(R)}{t_c} \quad (IV.25)$$

Cette équation est la même que celle utilisée par Kretzschmar *et al.* (1997).

2 Résultats expérimentaux

Dans un premier temps, 9 injections de particules ont été réalisées selon le mode opératoire décrit plus haut. La colonne utilisée pour cette série d'expériences a une porosité totale de 43%. Pour les 9 traçages, la détermination de t'_c et P' à partir des courbes de restitution a été réalisée grâce à la méthode graphique linéaire. Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau IV.1 et le calage des courbes de restitution est illustré par la Figure IV. 6 : les courbes expérimentales sont parfaitement représentées par les solutions analytiques (courbes théoriques en pointillés).

2.1 Influence de la vitesse d'écoulement

D'après la Figure IV. 6, les concentrations maximales des particules en suspension récupérées augmentent avec le débit, ce qui implique que la dilution varie inversement avec l'augmentation de la vitesse d'écoulement. La Figure IV. 7 montre les variations des différents paramètres obtenus en fonction de la vitesse d'écoulement.

Le taux de restitution des particules augmente avec la vitesse d'écoulement. Quand le débit est faible, la force hydrodynamique exercée par l'écoulement sur les particules est insuffisante pour entraîner les particules les plus grosses qui restent ainsi piégées. On a donc un taux de restitution faible.

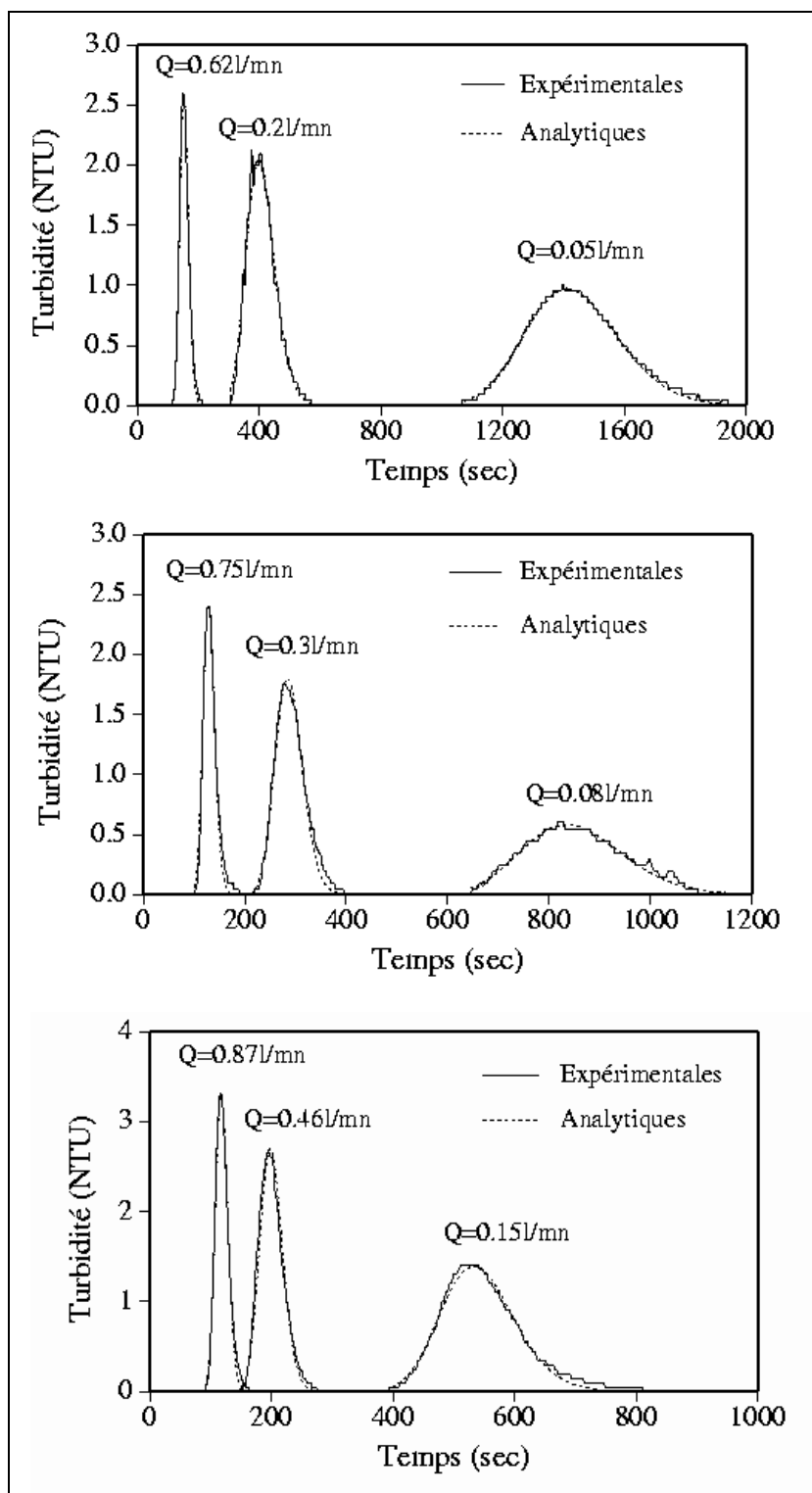


Figure IV. 6 – Calage des courbes de restitution calculées sur les courbes expérimentales en fonction du débit dans la colonne.

Tableau IV. 1 – Données expérimentales relatives aux injections de traceur et particules.

No	Q (L.mn ⁻¹)	U (cm.s ⁻¹)	R _{particules} (%)	P	t _c (s)	α (cm)	ω (%)	K _{dep} (h ⁻¹)
1	0,05	0,024	13,1	167	1480	0,75	28,9	5,00
2	0,08	0,039	13,5	156	878	0,79	27,4	8,36
3	0,15	0,073	22,9	177	556	0,71	32,5	9,63
4	0,20	0,097	32,6	188	417	0,67	32,5	9,72
5	0,30	0,146	26,7	246	297	0,51	34,8	16,10
6	0,46	0,224	41,7	242	206	0,52	37,0	15,34
7	0,62	0,303	40,8	272	160	0,46	38,7	20,25
8	0,75	0,365	37,2	292	136	0,43	39,7	26,26
9	0,87	0,424	52,7	299	124	0,42	42,0	19,12

Avec Q=débit de l'expérience, U=vitesse de Darcy, R_{particules}= taux de restitution des particules injectées, P=nombre de Pecelet, t_c=temps de convection, α=dispersivité, ω=porosité cinématique, K_{dep}=coefficient cinétique de dépôt.

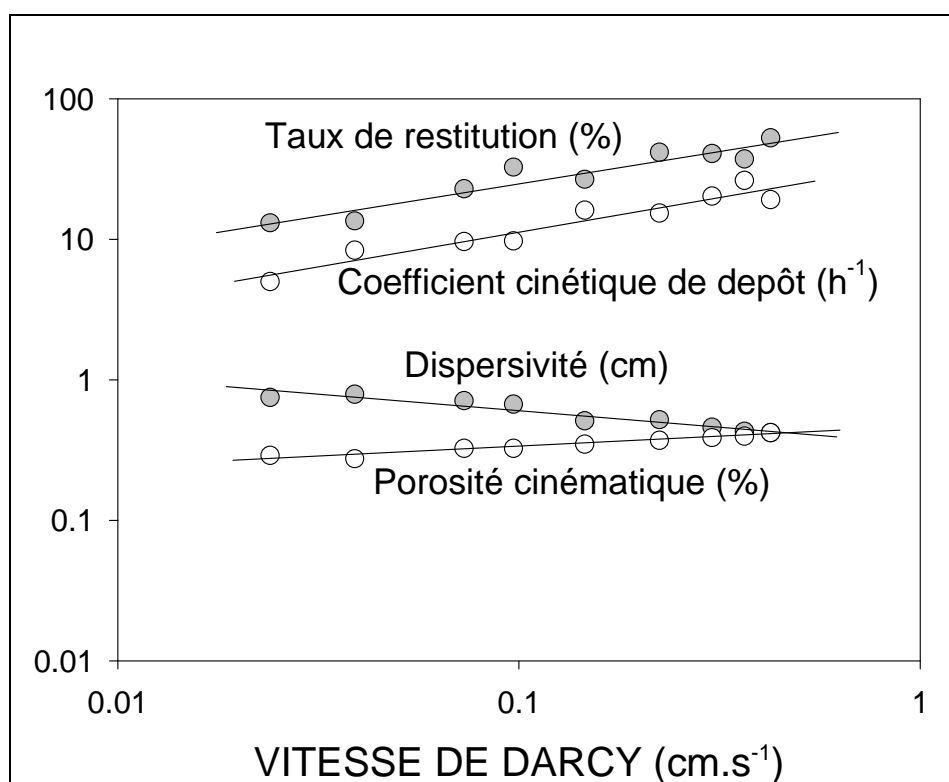


Figure IV. 7 – Variation des paramètres calculés et mesurés avec la vitesse de Darcy.

Le coefficient cinétique de dépôt K_{dep} augmente également avec la vitesse d'écoulement quasiment dans les mêmes proportions que le taux de restitution. Cette augmentation du coefficient de dépôt avec la vitesse d'écoulement est bien représentée par une relation de type puissance. Ce résultat a déjà été mis en évidence par les travaux expérimentaux de Kretzschmar *et al.* (1997;1999) et par des analyses plus théoriques pour le

transport de colloïdes (Song et Elimelech, 1993). Pour des écoulements lents, ces derniers auteurs ont aussi montré que la valeur de l'exposant varie entre zéro et un tiers. Kretzschmar *et al.* (1997) ont trouvé expérimentalement un exposant de 0,31 pour des colloïdes de latex carbonyle et 0,18 pour des colloïdes d'hématites, Compère *et al.* (1999) obtiennent 0.29 ; Grolimund *et al.* (1998) trouvent quant à eux une valeur de 0.6, plus élevée, mais utilisent un milieu à double-porosité. Ces derniers interprètent cette différence par une prédominance du transport convectif pour les particules, dans ce cas (c'est-à-dire $K_{dep} \propto U$) : leur résultat est intermédiaire entre celui attendu pour des grains imperméables ($K_{dep} \propto U^{1/3}$) et pour des grains perméables ($K_{dep} \propto U^{1.0}$). Dans notre étude, les écoulements sont assez forts et les particules mises en transport sont plus grossières. Avec l'effet possible de la décantation et de la polydispersité des particules, cette valeur de puissance est plus élevée (0,49) : la polydispersité de la suspension injectée implique une dualité dans le transport de la phase solide, la porosité accessible pour les classes les plus grossières étant vraisemblablement plus faibles que pour les classes fines. En d'autres termes, l'effet d'exclusion de taille observé en comparant traceur dissous et particules en suspension serait visible au sein même de la suspension injectée. Ce point sera discuté au paragraphe IV/3. La Figure IV. 8 illustre une comparaison des coefficients de dépôt obtenus par les différents auteurs précités et par nos expériences.

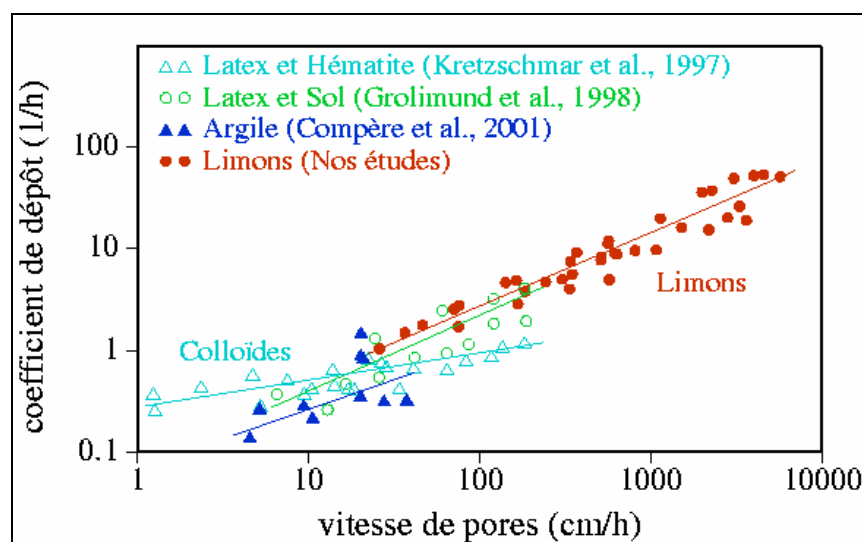


Figure IV. 8 – Valeurs du coefficient cinétique de dépôt obtenus pour différentes études en fonction de la vitesse de Darcy.

La porosité cinématique et la dispersivité varient également avec la vitesse d'écoulement. Une augmentation de 15% de la porosité cinématique est observée pour une variation de la vitesse de Darcy de 0,024 à 0,424 cm.s^{-1} . Quant à la dispersivité, elle augmente quand la vitesse de Darcy diminue. Pour un écoulement de faible débit, le temps de transit moyen augmente. La dispersivité s'accroît donc avec le temps de transport. Cette dépendance de la dispersivité vis à vis du temps de transfert, ce que Dieulin (1980) appelle "effet de parcours", a fait l'objet de nombreuses études depuis une dizaine d'années.

2.2 Rôle de la porosité cinématique

La Figure IV. 9 illustre les variations du coefficient de dépôt et du taux de restitution en fonction de la porosité cinématique. Tous les deux augmentent avec la porosité cinématique mais à deux allures différentes. La pente pour la droite $R - \omega$ est deux fois plus forte que celle pour $K_{dep} - \omega$. La porosité cinématique atteint 42% avec un débit de 0.87 L.mn^{-1} , proche de la porosité totale (43%). Les deux droites de régressions linéaires se croisent sur l'axe au point 0,227. Cette valeur correspond à la porosité cinématique minimale qu'on peut espérer obtenir avec un débit ou une vitesse d'écoulement très faible. En effet, c'est une vitesse critique au-dessous de laquelle toutes les particules injectées seront piégées dans la colonne. Autrement dit, le taux de restitution sera zéro. Cette vitesse critique (U_c) peut être déterminée selon la relation obtenue entre la porosité cinématique et la vitesse de Darcy (Fig.3), soit $U_{Darcy}=0,0063 \text{ cm.s}^{-1}$ correspondant à un débit de $0,013 \text{ L.mn}^{-1}$.

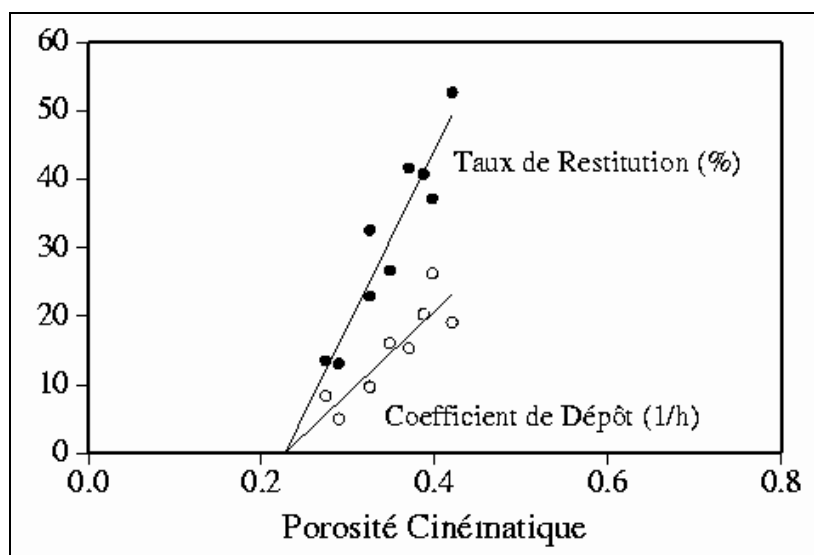


Figure IV. 9 – Coefficient de dépôt et taux de restitution en fonction de la porosité cinématique.

2.3 Conclusion

La méthode mathématique proposée permet d'estimer rapidement à la fois la porosité cinématique, la dispersivité et le coefficient de dépôt lors d'interprétation de traçages réalisés avec les particules en suspension par une injection brève. Cette méthode a montré son efficacité au travers de l'interprétation des 9 traçages réalisés dans une colonne. Les résultats d'interprétation permettent de conclure que tous les paramètres (taux de restitution, coefficient de dépôt, porosité cinématique et dispersivité) pour un transport de particules en suspension varient en fonction du débit ou de la vitesse d'écoulement. Les trois premiers augmentent avec le débit et le dernier diminue. Les relations entre ces paramètres et la vitesse de Darcy peuvent toutes être représentées par des lois puissances (représentées en bi-Log sur la figure IV.8). On note également des corrélations entre le taux de restitution, le coefficient de dépôt et la porosité cinématique. Ces relations sont linéaires positives. A partir de ces relations, il est possible de déterminer la vitesse

d'écoulement critique au-dessous de laquelle les particules injectées sont toutes piégées à l'intérieur d'un milieu poreux.

IV Comparaison des paramètres de transport entre phase dissoute (fluorescéine) et phase solide en suspension (particules)

Ce deuxième volet propose une approche expérimentale de la comparaison entre traceur dissout et particules en suspension en terme de cinétique de transport, en fonction de la seule vitesse d'écoulement. Dans les premières expériences, en effet, des injections simultanées de traceur avec les particules n'ont pas été effectuées. Nous appuyons donc notre travail sur l'évolution du déphasage entre la restitution du traceur et celle des particules. Le modèle mathématique présenté précédemment est utilisé pour l'interprétation des résultats expérimentaux, et permet de déterminer les paramètres de transport. L'évolution de la distribution de la taille des particules au cours de la restitution est suivie lors d'une expérience d'injection de manière à caractériser l'effet d'exclusion de taille lors du transport des particules. La colonne utilisée dans cette série d'expériences a été préparée comme expliqué plus haut. La porosité totale du milieu est ici de $40.6 \pm 0.9 \%$, pour une masse volumique globale de 1.85 g.cm^{-3} .

1 Considérations générales

10 injections ponctuelles d'un mélange fluorescéine/particules en suspension ont été réalisées, et les courbes de restitution calculées ont été ajustées aux courbes expérimentales à l'aide de la méthode graphique linéaire. Là encore, le modèle mathématique montre un bon ajustement entre ces courbes : les données expérimentales sont parfaitement représentées par les solutions analytiques (Figure IV. 10a,b,c). Sur ces figures, la concentration normalisée en ordonnée correspond au rapport $\frac{C_i \cdot V_p}{m}$, où C_i est la concentration mesurée au temps t_i , m la masse injectée, et V_p le volume poral. Le rapport $\frac{m}{V_p}$ peut donc être assimilé à la concentration initiale des particules injectées dans 1 volume de pores de la colonne. En abscisse, l'unité « pore relative », aussi appelée « pore volume » (« volume de pores »), correspond à un temps normalisé, qui permet de s'affranchir de l'effet du débit pour comparer l'allure des différentes courbes entre elles. Le pore relative est calculé par le rapport $\frac{t \cdot Q}{V_p}$.

D'une manière générale, pour toutes les courbes (traceur et particules), plus le débit est élevé, plus le temps modal (temps de résidence, en chromatographie) est court, plus la concentration maximale est élevée. La variation des paramètres de transport pour le traceur et pour les particules obtenus par ajustement est présentée dans le Tableau IV. 1 (présenté plus haut).

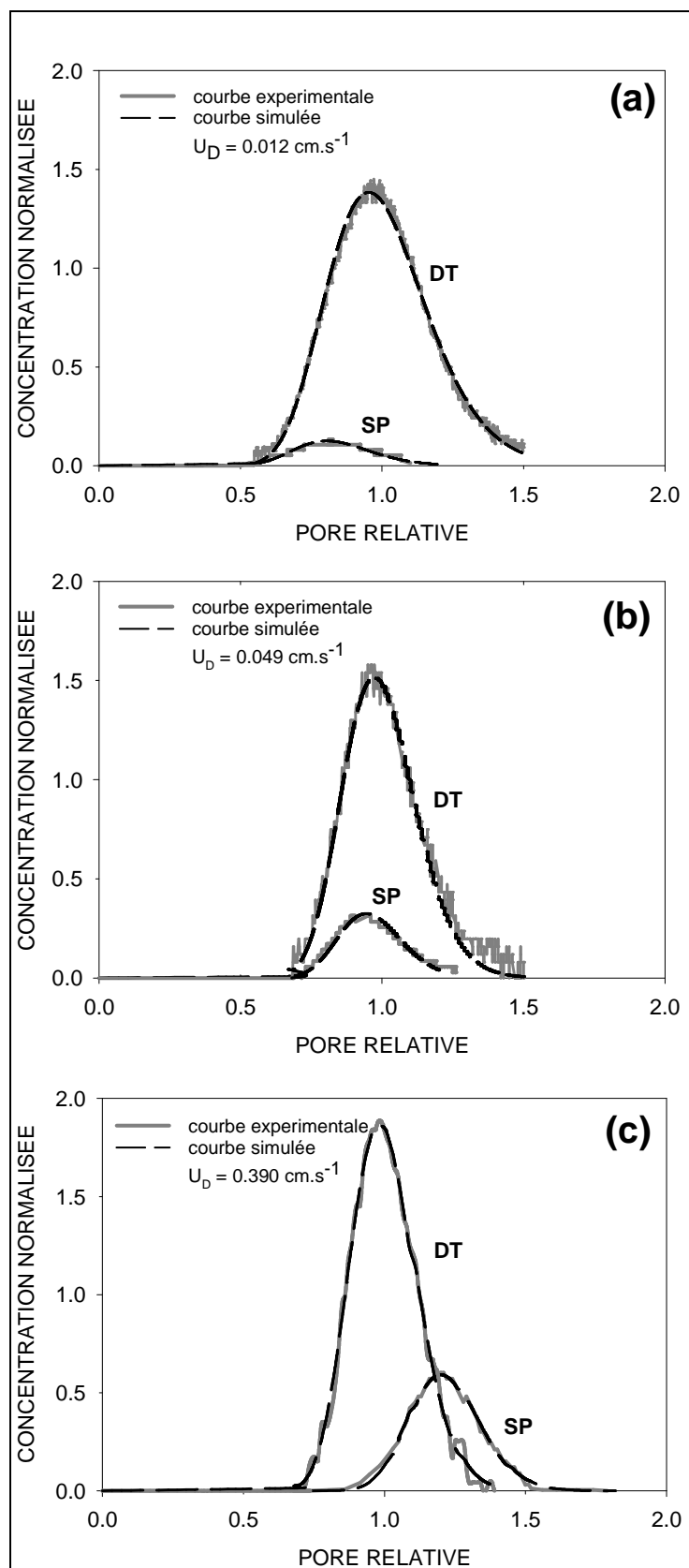


Figure IV. 10 – Calage des courbes de restitution théoriques avec les courbes expérimentales et évolution de la restitution avec la vitesse de Darcy (SP=particules, DT= traceur dissous conservatif).

Tableau IV. 2 – Paramètres expérimentaux et paramètres calculés pour les 10 injections.

Injection	Q [L.mm ⁻¹]	U _{Darcy} [cm.s ⁻¹]	ω ₀ [%]	α [cm]		t _c [s]		Facteur de retard	R _{particules} [%]	K _{dep} [h ⁻¹]
				traceur	particules	traceur	particules			
pulse 1	0.025	0.012	30.8	1.62	1.58	2670	2444	0.92	4.8	4.66
pulse 2	0.065	0.032		0.94	0.75	1072	1044	0.97	7.3	9.20
pulse 3	0.1	0.049		1	0.79	711	707	0.99	9.8	12.03
pulse 4	0.2	0.097		0.87	0.78	368	383	1.04	12.4	19.96
pulse 5	0.35	0.171		0.86	0.61	207	228	1.10	10.3	36.28
pulse 6	0.4	0.195		0.94	0.65	185	203	1.10	12.4	37.50
pulse 7	0.54	0.263		0.82	0.59	140	158	1.13	12.9	49.49
pulse 8	0.7	0.341		0.73	0.63	111	127	1.14	15.9	52.75
pulse 9	0.8	0.390		0.83	0.65	94	117	1.24	17.8	53.66
pulse 10	1	0.487		0.76	0.62	80	106	1.33	22.5	51.30

Avec Q=débit de l'expérience, U_{Darcy}=vitesse de Darcy, R_{particules}= taux de restitution des particules injectées, P=nombre de Peclet, t_c=temps de convection, α=dispersivité, ω₀=porosité totale, K_{dep}=coefficient cinétique de dépôt.

Les taux de restitution observés pour les particules sont toujours faibles (4.8 à 22.5%), ce qui implique un piégeage systématique des fractions les plus grossières : les particules de taille supérieure à 20 μm ne sont jamais restituées. Le taux de restitution et le coefficient de dépôt K_{dep} augmentent avec le débit (Figure IV. 11 et Figure IV. 12). Ce résultat a été mis en évidence lors de nos expériences antérieures, ainsi que par plusieurs auteurs cités dans ce travail, tels Grolimund *et al.* (1998), et Kretzschmar *et al.* (1997; 1999).

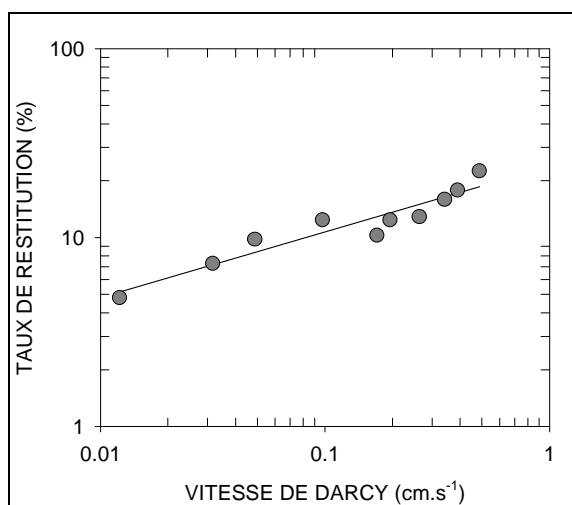


Figure IV. 11 – Variation du taux de restitution en fonction de la vitesse de Darcy.

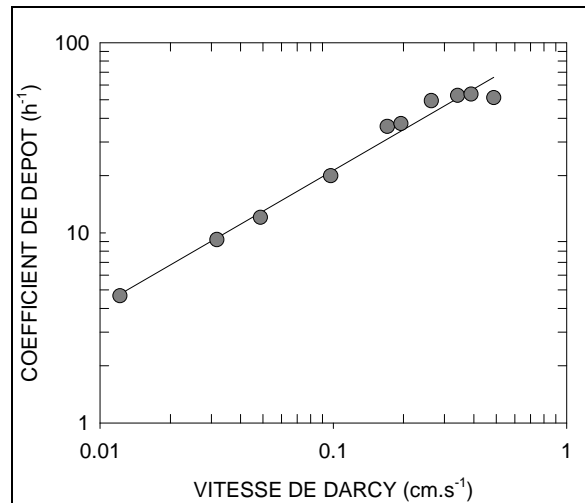


Figure IV. 12 – Variation du coefficient cinétique de dépôt en fonction de la vitesse de Darcy

Pour le traceur, le taux de restitution R est toujours voisin de 100% pour chacune des 10 injections. La porosité cinématique ω , calculée à partir des courbes de restitution de la fluorescéine, a une valeur de 30.8%. En général, les dispersivités calculées pour le traceur et pour les particules sont du même ordre de grandeur (≈ 8 mm) et diminuent légèrement avec la vitesse d'écoulement (Figure IV. 13), sauf pour le cas de la première impulsion. Néanmoins, cette évolution ne semble pas réellement significative. Les dispersivités obtenues pour les particules sont légèrement plus faibles que celles obtenues pour le traceur : le milieu serait donc plus dispersif pour le traceur que pour les particules.

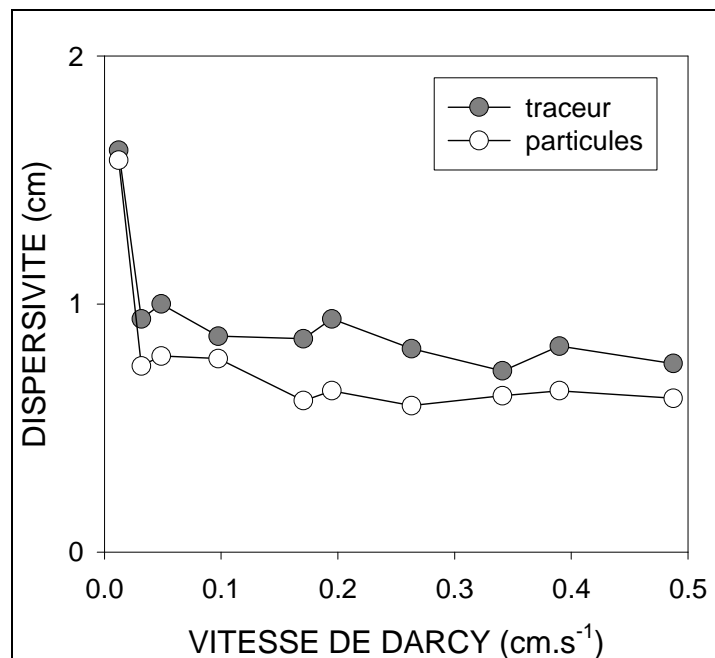


Figure IV. 13 – Variation de la dispersivité calculée pour le traceur et pour les particules en fonction de la vitesse de Darcy.

2 Cinétique de transfert

2.1 Evolution du coefficient cinétique de dépôt K_{dep}

K_{dep} , coefficient cinétique de dépôt, obéit à une loi puissance en fonction de la vitesse d'écoulement, comme il a été mis en évidence par d'autres travaux, de même que le taux de restitution. Dans cette série d'expérience, K_{dep} dépend de la vitesse de Darcy à la puissance 0.7 (i.e., $K_{dep} \propto U_D^{0.7}$). Rappelons que nous trouvions précédemment une valeur de 0.49 (p.157), et que Kretzschmar *et al.* (1997) ont trouvé 0.31 pour des colloïdes de latex et 0.18 pour des colloïdes d'hématite. La taille importante des particules injectées, susceptibles de décanter pour des vitesses d'écoulement très faibles, peut expliquer la valeur plus élevée de la puissance obtenue dans nos expériences.

Remarque la valeur de 0.7 obtenue pour la relation $K_{dep} - U_{Darcy}$ lors de la dernière série d'expériences est significativement supérieure à celle obtenue lors de la première série. La suspension injectée est la même (même distribution microgranulométrique, même concentration, même volume injecté). Seul le milieu poreux a été changé : il est constitué par les mêmes graviers, mais ceux-ci ont été extraits de la colonne pour être nettoyés. La colonne a ensuite été remplie à nouveau avec le matériel propre. La perméabilité mesurée sur la deuxième colonne était plus faible, de $1.37 \times 10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$ contre $1.68 \times 10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$ pour la première série, soit 20% de moins. Cette différence est probablement due à un compactage de la colonne un peu plus intense pour la deuxième série. Du point de vue physique, on conçoit aisément que pour une vitesse d'écoulement donnée, la cinétique de piégeage est plus rapide dans un milieu de perméabilité plus faible, ce qui expliquerait une valeur plus élevée de la puissance.

Dans notre cas, les deux mécanismes principaux intervenant dans le dépôt des particules sont i) le piégeage mécanique des particules dans les petits pores et ii) la décantation due à la taille et à la densité du matériel transporté. Malgré la granulométrie plutôt grossière des grains constituant le milieu poreux, le piégeage est autorisé par la forme spécifique des graviers: les grains sont anguleux (éclats de silex), de sorte que le milieu est constitué de nombreux petits pores. Les interactions chimiques entre les grains du milieu et les particules peuvent être considérée comme négligeables par rapport aux 2 principaux phénomènes mécaniques impliqués dans le dépôt, en raison notamment de la faible force ionique utilisée pour l'eau saturant le milieu, identique par ailleurs à l'eau transportant les particules (2.6 mM NaCl). Une cinétique de dépôt du second ordre doit être considérée lorsque la cinétique de dépôt n'est pas constante dans le temps à l'échelle d'une expérience. Ceci est le cas pour les expériences basées sur les injections en créneau, pour lesquelles un phénomène d'adsorption a lieu sur un collecteur sphérique, dû à des interactions physico-chimiques : l'efficacité de l'adsorption (attachment efficiency) diminue au cours du temps à cause d'une diminution de la fraction de milieu poreux disponible pour le dépôt (Saiers et Hornberger, 1994).

Dans nos expériences, avec un volume injecté faible par rapport au volume total de pores (injection instantanée de 30 mL pour un volume de pores total de 1.6 L), nous pouvons raisonnablement considérer

que la valeur de la porosité n'est pas modifiée par les particules précédemment déposées. Ceci souligne l'avantage d'une injection instantanée.

De plus, Saiers et Hornberger (1994), dans leur étude sur le transport de particules colloïdales siliceuses, démontrent que le dépôt de ces colloïdes dans un milieu composé de billes de verre obéit à une cinétique du premier ordre, contrairement à des colloïdes d'anatase et de boehmite. La cinétique du premier ordre que nous utilisons dans le modèle prend en compte à la fois la décantation, susceptible d'apparaître pour les vitesses les plus faibles, le piégeage dans la porosité, et les éventuels phénomènes d'adsorption (négligeables a priori), et montre un bon ajustement avec les données expérimentales.

2.2 Facteur de retard

A Différenciation de deux domaines de vitesse

A débit faible, la turbidité et la fluorescence enregistrées pendant l'expérience montrent que le temps de résidence pour les particules est plus court que pour le traceur : plus le débit est faible, plus le retard du traceur par rapport aux particules est grand. Au-delà d'un certain débit, toutefois, cette tendance s'inverse, comme le montrent les figures IV. 10a,b,c. On peut par conséquent distinguer 2 domaines de vitesse (I et II) séparés par une vitesse critique, au-delà de laquelle le temps de résidence pour les particules devient plus grand que pour le traceur, phénomène inattendu par rapport aux données de la littérature. Ce facteur de retard est exprimé par le rapport $t_c^{\text{particules}}/t_c^{\text{traceur}}$. La Figure IV. 14 illustre la variation de ce facteur de retard en fonction de la vitesse de Darcy. La relation correspondante est linéaire dans une représentation bi-logarithmique, avec une pente de 0.087. Dans la Figure IV. 14, la vitesse qui correspond à un facteur de retard de 1 est la valeur critique au-delà de laquelle les particules sont retardées par rapport au traceur (Massei *et al.*, 2001b). Cette vitesse critique est déterminée expérimentalement, et a une valeur de 0.073 cm.s^{-1} , séparant les 2 domaines de vitesse. Dans le domaine I (U_{Darcy} inférieure à 0.073 cm.s^{-1}), les particules sont **en moyenne** transportées plus rapidement que le traceur. Le traceur diffuse dans les plus petits pores accessibles à l'eau, alors que les particules sont affectées par le piégeage mécanique et la décantation dans les zones où la vitesse est localement faible. Les particules sont ainsi exclues des petits pores, phénomène communément appelé « effet d'exclusion de taille ». Les particules parvenant à l'exutoire sont donc celles qui ont traversé la colonne par des trajets préférentiels plus courts, ou bien où la vitesse microscopique est la plus élevée (les plus petits pores permettant tout de même le passage des particules). Dans le domaine II (U_{Darcy} supérieure à 0.073 cm.s^{-1}), le traceur est transporté plus rapidement que les particules. Plus le débit est fort, plus le facteur de retard des particules est élevé.

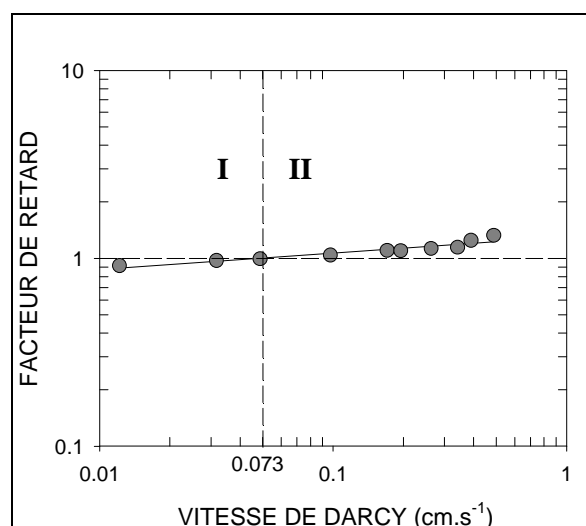


Figure IV. 14 – Variation du facteur de retard des particules avec la vitesse de Darcy.

B Interprétation des mécanismes physiques

Nous considérons que le piégeage dans les petits pores et la décantation sont les 2 mécanismes principaux intervenant dans le dépôt. La contribution respective de chacun de ces 2 effets au dépôt global est inconnue, l'ensemble étant décrit par une cinétique du premier ordre, comme expliqué plus haut. Pourtant, nous pouvons supposer que cette contribution relative varie avec la vitesse d'écoulement, la décantation n'ayant certainement pas la même importance pour des vitesses fortes que pour des vitesses faibles, par exemple. Considérant ces faits, l'existence d'un facteur de retard des particules pourrait être physiquement expliqué par la coexistence des 2 phénomènes suivants :

- 1 Puisque la force ionique est maintenue constante, nous pouvons suggérer l'hypothèse de l'apparition à partir d'une certaine vitesse d'un processus mécanique de retard par collision entre les particules transportées et les grains du milieu. Certaines particules sont piégées dans les petits pores du milieu, ce que nous considérons comme irréversible dans les conditions et à l'échelle de l'expérience. D'autres entrent en collision avec les grains du milieu ; lorsque c'est le cas, la vitesse de la particule devient nulle. Dans le cas d'une vitesse d'écoulement faible, la particule est donc susceptible de décanter, alors que dans le cas d'une vitesse d'écoulement élevée, la décantation est évitée et une remise en mouvement instantanée est possible. Chaque particule non piégée traversant la colonne jusqu'à l'exutoire serait affectée par ce phénomène. Le déplacement d'ensemble des particules non piégées (ou décantées), serait donc plus long que pour une phase en transport non affectée par un tel mécanisme (traceur dissous). En d'autres termes, le temps moyen des particules atteignant l'exutoire est plus long, les particules sont retardées par rapport au traceur ;
- 2 Une seconde hypothèse peut être proposée, basée sur l'effet d'exclusion de taille. Comme nous l'avons déjà précisé, cet effet chromatographique bien connu s'applique également dans notre cas. A débit faible, la vitesse dans une partie des petits pores serait insuffisante (voire nulle) pour que cette

partie de la porosité puisse être impliquée dans le transport des particules. Par conséquent, une grande partie des particules emprunteraient des trajets préférentiels. Par ailleurs, l'augmentation du débit impliquerait une augmentation de la vitesse de pore, provoquant la circulation d'eau dans des pores non drainés à débit plus faible. Une augmentation du débit résulterait donc en une augmentation de la vitesse dans les petits pores au transport global des particules. En d'autres termes, une augmentation du débit provoque une diminution de l'efficacité de l'effet d'exclusion de taille, puisqu'une partie plus importante de la porosité est impliquée dans le transport. Ceci est également concordant avec l'augmentation du taux de restitution quand le débit augmente. En chromatographie d'exclusion, cet effet est relié au rapport entre pores et interstices (pore-to-interstitial ratio) et joue un rôle important dans la résolution de cette méthode séparative, une vitesse de pore élevée altérant la résolution et la sélectivité de la séparation (Stol *et al.*, 2001; Venema *et al.*, 1999). Dans ce cas, cependant, les particules et le traceur dissous auraient au mieux des temps de résidence équivalents : ce seul mécanisme ne suffit pas à expliquer le facteur de retard des particules, mais contribue à diminuer l'avance des particules par rapport au traceur dans le domaine I.

Considérant ces 2 dernières hypothèses, une diminution de l'effet d'exclusion de taille associée au retard dû aux phénomènes de collision affecteraient la phase solide et non la phase soluble. Le résultat en est un décalage de la courbe de restitution des particules sur l'axe des abscisses (temps, ou temps normalisé, i.e. « pore relative »), comme on le voit sur la figure IV.10. De plus, dans ces conditions, le relargage de particules, instantané, ne modifie pas l'allure des courbes : un effet de traîne, pourrait apparaître lors d'un relargage progressif de particules.

3 Evolution de la taille des particules pendant la restitution et effet d'exclusion de taille

Dans le domaine I, le retard du traceur par rapport aux particules est expliqué en termes d'exclusion de taille. L'utilisation d'une suspension polydisperse permet d'observer le même phénomène au sein même des particules transportées atteignant l'exutoire de la colonne. La taille des particules a ainsi été mesurée pendant une expérience, pour un débit de 0.54 L.mn^{-1} (domaine II). Ce débit élevé ($U_{\text{Darcy}}=0.263 \text{ cm.s}^{-1}$) a été choisi afin d'éviter le phénomène de décantation : dans ces conditions, le dépôt est principalement dû au piégeage dans la porosité. Les échantillons ont été prélevés toutes les 10 s pendant toute la restitution. Les variations observées de la taille des particules sont illustrées en Figure IV. 15. Nous pouvons dans un premier temps observer que, par rapport à la distribution initiale de la suspension injectée (), les fractions les plus grossières ($>20\mu\text{m}$) ne sont jamais restituées. En effet, en raison de leur taille, ces particules sont systématiquement piégées dans le milieu. Parmi les particules restituées, les plus grossières ($\approx 10\text{-}15\mu\text{m}$) sont transportées plus rapidement que les plus fines, qui sont restituées en plus grand nombre vers le temps modal de la courbe de restitution totale. La concentration maximale de la courbe de restitution

correspond majoritairement aux particules fines ($\approx 5\mu\text{m}$). Les particules les plus grossières de 10 à 15 μm , sont exclues des pores de diamètre inférieur. Les particules les plus fines ($5\mu\text{m}$) peuvent accéder à une grande partie de la porosité du milieu et sont en moyenne retardées par rapport aux plus grosses restituées. Par conséquent, la porosité « mobile », c'est-à-dire la fraction de la porosité impliquée dans le déplacement de la phase solide, diffère selon les classes de particules. Le fait que la fraction $> 20\mu\text{m}$ ne soit pas restituée implique, compte-tenu du débit élevé (voir plus haut), que la majorité des pores dans le milieu ne sont pas de taille supérieure à 20 μm .

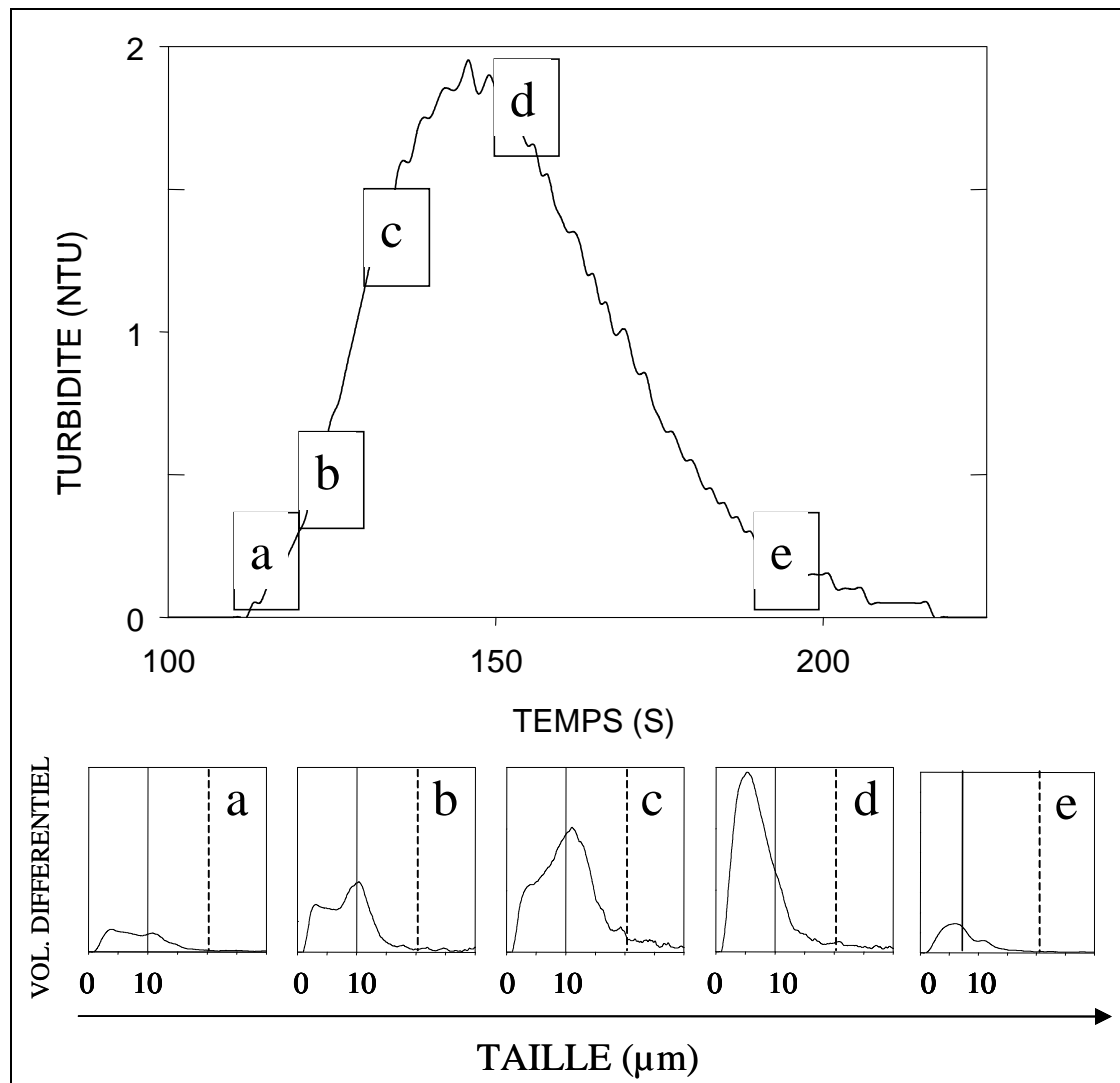


Figure IV. 15 – Evolution des distributions microgranulométriques dans les échantillons prélevés lors de la restitution.

Cette unique expérience ne nous permet pas d'étudier de manière très approfondie les relations entre la taille des particules restituées et les caractéristiques du milieu. Plusieurs expériences complémentaires à des débits différents seraient nécessaires afin de développer une telle approche et d'évaluer (quantifier) les effets du débit sur l'évolution de la taille des particules en sortie de colonne. De plus les relations entre distribution

microgranulométrie et coefficient cinétique de dépôt devraient être prises en compte. Concernant ce dernier aspect, Elimelech et O'Melia (1990) ont montré que le dépôt était indépendant de la taille des particules transportées. Pourtant, soulignons ici que si ces résultats sont valables pour des particules colloïdales, et que la différence de comportement des particules supra-micrométriques par rapport aux colloïdes nécessite de renouveler les expérimentations, de la manière dont nous venons de le relater, par exemple.

Toutefois, selon ces premiers résultats, il apparaît que la restitution différentielle des particules issues de suspensions polydisperses est à même de constituer un outil fonctionnel pour l'étude de la porosité d'un milieu.

La microgranulométrie des particules piégées dans le milieu peut être déduite des distributions de la suspension initiale et de la suspension globalement restituée (Figure IV. 16). La microgranulométrie de la suspension restituée est obtenue par sommation du nombre de particules dans chaque échantillon : chaque canal i (i.e. classe microgranulométrique) de la distribution cherchée contient la somme des particules présentes dans le canal i de chaque échantillon. On voit ainsi nettement sur la Figure IV. 16 que la fraction de la suspension injectée piégée dans le milieu est constituée des particules de taille supérieure à 15 μm , alors que la fraction inférieure est restituée.

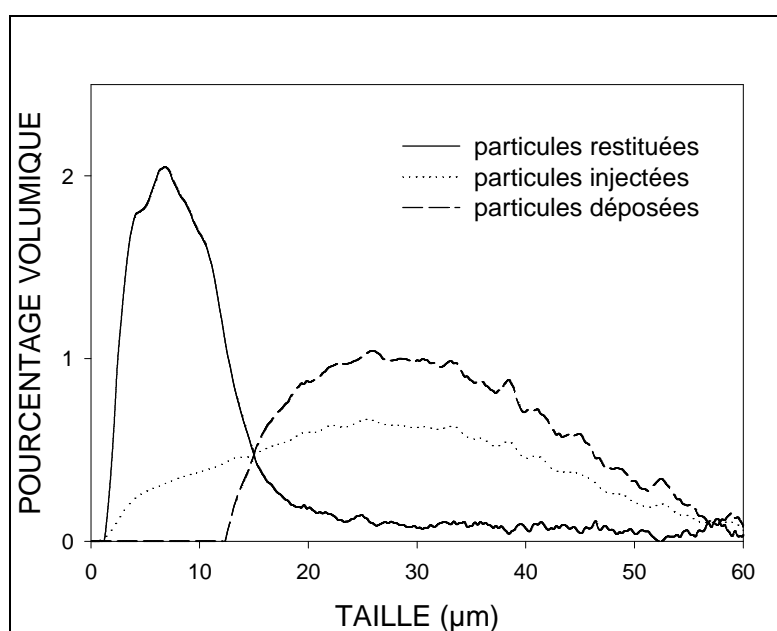


Figure IV. 16 – Distributions microgranulométriques des fractions injectées, restituées et déposées dans le milieu.

V Conclusions

De ces diverses expériences sur colonne, il ressort que la réponse à une injection instantanée constitue une méthode simple et efficace pour l'analyse de la cinétique de dépôt de particules supra-micrométriques dans

un milieu poreux. Le coefficient cinétique de dépôt varie avec la vitesse de Darcy suivant une loi puissance. La valeur de cette puissance est cohérente avec les études déjà réalisées par d'autres auteurs. Nous observons de la même manière une augmentation du taux de restitution des particules avec la vitesse de Darcy.

De plus, nous démontrons expérimentalement un phénomène de retard de la phase solide en suspension (particules) par rapport à la phase en solution (traceur). Ce phénomène apparaissant au-delà d'une vitesse critique que l'on détermine expérimentalement, est inédit par rapport aux résultats classiquement observés et bien expliqués en terme d'effet d'exclusion de taille. Nous expliquons le facteur de retard observé par un phénomène assimilable du point de vue conceptuel à un dépôt instantanément suivi d'une remise en suspension. Cet effet serait produit par la collision entre particules et grains du milieu poreux pour les forts débits appliqués lors des expériences de traçage. Les traçages simultanés particules/traceur dissous permettent la comparaison des propriétés de transport des milieux poreux pour chaque phase. Ce travail démontre que, pour un milieu à forte perméabilité, les modalités de transport de la phase solide en suspension peuvent présenter des variations inattendues, selon le débit auquel le milieu est soumis : on constate en effet une inversion des temps de résidence attendus pour chacune des phases transportées. De plus, le suivi de la taille des particules au cours de la restitution turbide met en évidence que les temps de résidence varient selon la classe granulométrique considérée. Ce temps de résidence dépend alors de 3 paramètres : la taille des pores, la taille des particules, et le débit (ou plus exactement la vitesse de l'écoulement).

Dans le contexte général de l'étude présentée ici, cette analyse montre que l'influence des milieux poreux sur le transport des particules est caractéristique : le tri granulométrique occasionné est spécifique et clairement identifiable, et le transport des particules donne en sortie du milieu des résultats radicalement différents de ceux obtenus uniquement par traçage. De plus, nous mettons en évidence des phénomènes de piégeage systématiques pouvant à terme provoquer un colmatage important du milieu. Si l'interface Craie/alluvions agit comme un milieu poreux, les caractéristiques exposées plus haut devraient globalement être retrouvées au forage de Saint Maurice d'Etelan, ce qui semble être le cas, comme nous l'avons évoqué à la fin de la partie 3. L'interface jouerait donc un rôle de filtre par rapport à la contamination véhiculée par la phase solide en suspension provenant des plateaux. Son colmatage pourrait par la même occasion influencer sur les propriétés de transport de l'aquifère exploité.

PARTIE 5. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

I Introduction

L'ensemble de l'étude présentée a consisté à suivre le trajet des particules en suspension depuis l'érosion sur le bassin versant superficiel du Bébec jusqu'à la restitution à un exutoire karstique (source du Hannetôt) et un exutoire artificiel (forage AEP de Saint Maurice d'Etelan). Le transport de la phase solide en suspension est comparé à celui de la phase dissoute, de manière à différencier, dans la mesure du possible, les phénomènes de piégeage et de relargage du transport direct. Le schéma 1 illustre la chaîne des processus donnant en sortie les résultats observés. Les points d'interrogation figurent les problèmes principaux à résoudre par l'interprétation des données recueillies tout au long de ce travail.

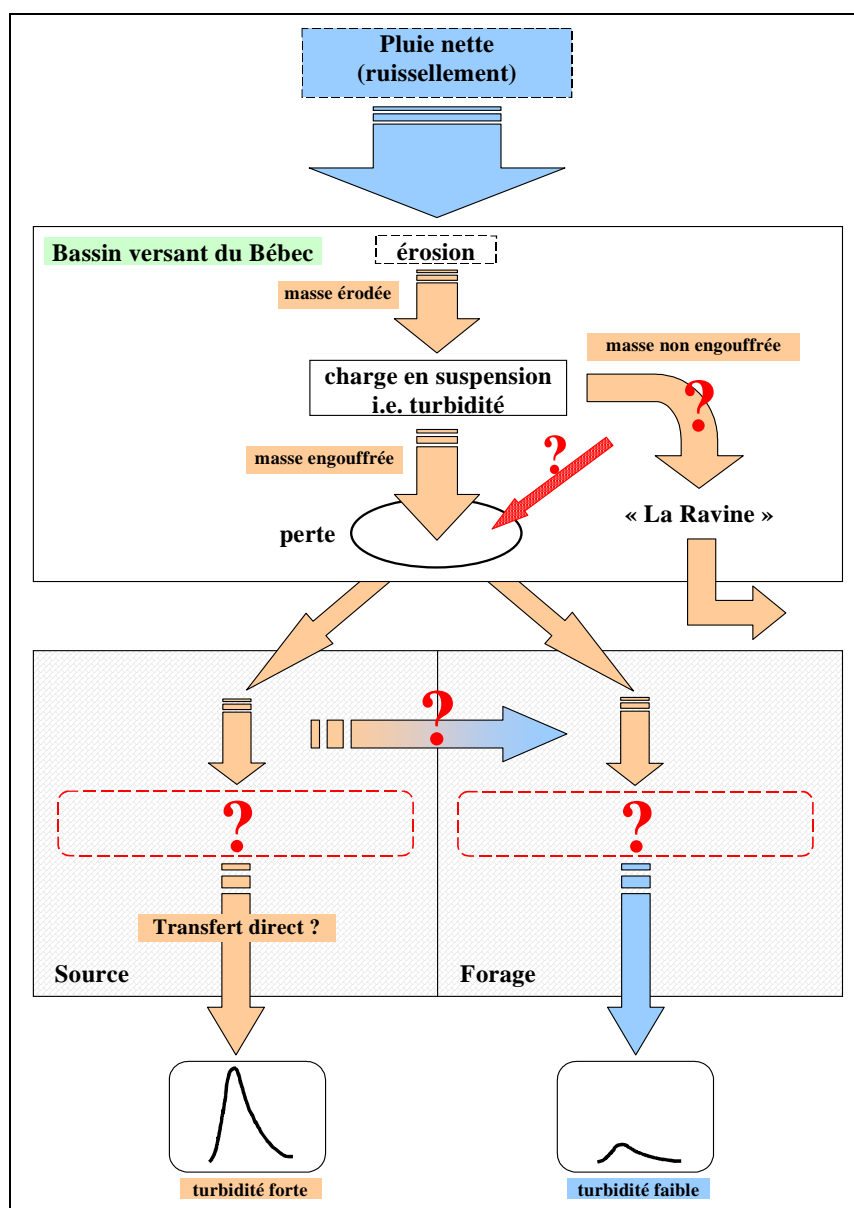


Schéma 1 – Schéma général de fonctionnement. Les points d'interrogation figurent les mécanismes et processus à élucider.

II Dynamique de transfert sur le bassin versant du Bébec

1 Fonctionnement hydrologique

Sur l'ensemble de la période suivie, un taux d'érosion de $21 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ a pu être déterminé. Le Tableau V. 1 montre les valeurs de taux d'érosion obtenus à partir de différentes études, dont la nôtre.

Tableau V. 1 – Tableau comparatif des taux d'érosion calculés en différentes localités du globe.

Etude	Localisation	superficie du bassin (km^2)	milieu - climat	taux d'érosion ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)
Wijdenes <i>et al.</i> (2000)	Sud-Est de l'Espagne	1.3×10^2	désertique semi-aride	120
Casali <i>et al.</i> (1999)	Navarre, Espagne	0.2	semi-aride	2.66×10^3
Steegeen <i>et al.</i> (2000)	Belgique	2.5	tempéré	930
Lentz <i>et al. in</i> Casali <i>et al.</i> (1999)	E.U., Minnesota	-	tempéré continental	80 à 1.6×10^3
Notre étude	NW de la France	8	tempéré océanique	21

Les taux d'érosion sont extrêmement variables, dépendant notamment des intensités de précipitations, du couvert végétal, de l'occupation des sols, de la nature et de la granulométrie des formations imperméables. Le fait marquant concerne la valeur faible obtenue dans notre étude par rapport aux autres travaux. Ceci peut être lié à des intensités de précipitations faibles malgré une pluviométrie annuelle relativement élevée, d'une part, et d'autre part, à l'importance du couvert végétal sur l'ensemble du bassin. En effet, l'occupation des sols caractéristique du Pays de Caux, avec une « couronne » de terrains cultivés à la périphérie, des prairies enherbées vouées à l'élevage et des versants boisés dans la partie médiane, implique un fonctionnement très spécifique à ce type de petit bassin rural. Les sols enherbés et forestiers sont en effet peu sensibles à l'érosion, et ne comportent pas de croûte de battance. Par contre, ils sont responsables de l'essentiel de l'infiltration des eaux météoriques. La capacité d'absorption moyenne (CAM) sur le bassin utilisée pour le calcul de l'hydrogramme unitaire est relativement élevée (1.5 mm.h^{-1} pour une pluie cumulée de 10.3 mm pendant 7h en novembre 2000), et les précipitations excédentaires faibles : l'infiltration est donc considérable, alors que le ruissellement n'affecte vraisemblablement qu'une surface limitée du bassin versant.

Cependant, malgré un taux d'érosion faible, de petits épisodes pluvieux suffisent à faire apparaître de la turbidité à l'exutoire. D'après les résultats obtenus, les relations entre débit et turbidité décrivent des

courbes en hystérésis rétrogrades ou orthogrades, suivant le cas, qui correspondent à deux types de fonctionnement :

- 1 **hystérésis orthograde (augmentation de la turbidité avant la montée en crue)** : le mécanisme initial est la mise en suspension de sédiments facilement mobilisables, récemment déposés dans le réseau de drainage ou dans le chenal principal ;
- 2 **hystérésis rétrograde (augmentation de la turbidité après la montée en crue)** : une première phase correspond à la mise en place de l'érosion sur le bassin, alors que le ruissellement est déjà bien établi. L'érosion est progressive, les matériaux n'étant pas facilement mobilisable s'ils ne sont pas déjà présents en grande quantité dans les drains du réseau. Une fois cette étape accomplie, les produits d'érosion sont transportés avec le ruissellement, créant la turbidité de l'eau, ce qui correspond à la deuxième phase du processus. Dans ce cas, les résultats ont montré que l'acquisition de la charge particulaire en suspension obéit à une loi puissance en fonction du débit au Bébec.

Même si les deux types d'hystérésis ont pu être observés pendant le cycle hydrologique 2000, nous constatons au vu de la chronique totale une très nette prédominance des hystérésis orthogrades, et ce sans réelle relation avec le cycle saisonnier. Ceci indique que du matériel particulaire est constamment présent dans les drains du bassin versant. De plus, le retard conséquent (jusqu'à 2h) de la montée en crue par rapport à la montée en turbidité sur certains épisodes indique que le stockage a lieu dans une zone proche de l'exutoire du bassin. La pente des thalwegs d'ordre 1 est généralement forte, alors que la dénivellation sur partie pérenne de l'écoulement (i.e., le Bébec) n'est que de quelques mètres pour 1.2 km de parcours en surface. La capacité de transport serait donc bien moindre dans cette zone, et le cours d'eau permanent agirait comme une zone de stockage des matériaux érodés sur les versants. Une petite pluie suffit à la remise en suspension des stocks particuliers sous l'effet de simples transferts de pression ou d'une légère augmentation du débit du Bébec. A l'échelle d'une crue, la turbidité n'est donc pas prévisible à l'aide d'un modèle linéaire utilisant les précipitations comme signal d'entrée. Cette interprétation explique les distributions microgranulométriques bien triées observées pour les crues échantillonnées : les matériaux créant la turbidité ont déjà subi au moins un cycle de transport/dépôt, ces processus hydrodynamiques opérant un tri des particules. L'exception de la crue du 24 décembre 1999 est due à l'amplitude mais aussi à la durée de la crue, qui a contribué à une érosion importante des versants : on retrouve donc la distribution microgranulométrique caractéristique des limons de plateaux. Le lit du Bébec ne se colmate pas, puisque les matériaux stockés sont facilement évacués lors des crues suivantes, ce qui donne au final un taux d'érosion faible malgré un nombre d'épisodes turbides important.

2 Introduction dans l'aquifère crayeux karstifié

La relation entre les eaux superficielles et la nappe de la Craie comporte deux aspects : l'alimentation par l'infiltration, très importante au vu de la CAM calculée, et l'engouffrement des eaux du Bébec à la perte, qui n'a une réelle influence que ponctuellement et plus qualitativement que quantitativement.

Le problème de la saturation de la perte ne reste que partiellement résolu, tout au moins en ce qui concerne la masse effectivement engouffrée. L'hypothèse de base utilisée pour s'affranchir de ce problème suppose que dès que le débit du Bébec dépasse la valeur-seuil de 50 L.s^{-1} , le flux de particules engouffré est calculé sur la base de 50 L.s^{-1} . Cette hypothèse ne tient pas compte de la décantation des particules dans l'« entonnoir » qu'est la bétoire : cette dernière constitue en effet une zone où la vitesse diminue fortement du fait d'une augmentation brutale de la section du ruisseau. Il faudrait donc en toute rigueur prendre en compte ce dernier paramètre et quantifier la part des matériaux solides décantés dans la bétoire et susceptibles d'être remobilisés au début de la crue suivante, par exemple. Un tel effet ne modifierait pas la valeur annuelle de la masse engouffrée, puisque le calcul est réalisé sur toute les crues, et intègre donc ce phénomène. Néanmoins, à l'échelle d'une crue, le problème reste posé. Nous pensons toutefois que la masse concernée est négligeable par rapport à la masse transportée en suspension pendant tout un épisode de crue, mais cette supposition reste à vérifier. La mise en place de marqueurs spécifiques dans l'entonnoir pourrait permettre d'évaluer l'importance de ce phénomène ; on pourrait choisir, par exemple, des argiles magnésiennes, type non naturellement présent dans le Pays de Caux.

III Fonctionnement du système perte/source

1 Phase dissoute et phase particulaire

Les vitesses apparentes obtenues par traçages sont élevées, variant de 52 à 180 m.h^{-1} . Les courbes de restitution à la source du Hannot sont unimodales et très resserrées (écart-type de $43 \mu\text{g.L}^{-1}$ pour une valeur modale de l'ordre de $130 \mu\text{g.L}^{-1}$ pour le traçage de mai 1997), traduisant des nombres de Peclet élevés et par conséquent laissant supposer un transfert essentiellement convectif. Les effets de tailing sont quasiment inexistantes. Les taux de restitution du traceur sont toujours très forts, de l'ordre de 90%. Les vitesses élevées, la forme des courbes et les taux de restitution attestent du comportement résolument karstique du système. La décomposition de l'hydrogramme de crue à la source du Hannot d'après la conductivité électrique a permis de différencier une composante « karst » et une composante « ruissellement de surface engouffré ». Toutes les crues turbides sont accompagnées d'une chute de conductivité manifestant l'arrivée à la source des eaux de surface.

Les vitesses de transfert de la turbidité sont comparables à celles obtenues par traçage, c'est-à-dire très élevées, confirmant le comportement karstique du système. Les taux de restitution des particules et ceux du flux d'eaux de surface sont proches, de l'ordre de 60% en général. Les taux de dilution sont également relativement proches entre dissous et particulaire. Ces éléments laissent supposer des modalités de transport similaires pour phases dissoute et particulaire dans cette partie du système souterrain.

L'absence d'évolution des tailles des particules entre perte et source montre un transport conservatif en ce qui concerne la texture des matériaux, sans tri prononcé par le réseau karstique considéré : il ne s'agit pas d'un système complexe mais plutôt d'une conduite principale connectant directement perte et source.

L'absence de modification microgranulométrique au cours du transfert des particules ne permet pas d'affirmer que le transport est conservatif. Toutefois, il est possible de déduire de ces observations un caractère apparemment « continu » du point de vue hydrodynamique. Les observations réalisées au MEB ont montré de nombreuses similarités entre perte et source (débris algaires, présence de particules de quartz...), avec quelques éléments à la source caractéristiques du massif carbonaté (figures de dissolution et particules d'arrachement). Ces éléments particuliers spécifiques dénotent un mode de transport à vitesse relativement élevée pouvant provoquer, de l'érosion mécanique dans le massif.

2 Processus de karstification

Les données hydrogéochimiques ont révélé d'importantes disparités entre le comportement des espèces dissoutes conservatives et celui des espèces Ca^{2+} et HCO_3^- lors des crues à la source. Un apport en Ca^{2+} et HCO_3^- par l'aquifère est constaté. Les évolutions conjointes de Ca^{2+} et HCO_3^- par rapport à une espèce conservative au cours des crues échantillonnées montrent que l'apport en HCO_3^- augmente environ 2 fois plus rapidement que l'apport en Ca^{2+} , ce qui prouve que cet enrichissement provient de la mise en solution du carbonate de calcium de l'encaissant. Pour une crue importante, le phénomène est plus marqué que pour une crue faible. Il est ainsi possible de calculer la masse de calcite dissoute correspondant aux flux excédentaires de Ca^{2+} et HCO_3^- . Pour l'épisode du 24 décembre 1999, la masse de calcite provenant de l'aquifère et exportée en solution pendant la durée de l'échantillonnage (8 jours) est de 343 kg. Le volume de craie karstifiée correspondant est de 0.2 m^3 (en prenant pour la craie une masse volumique de 1.7 g.cm^{-3}). Au niveau de la restitution turbide, les conséquences de la karstification se manifestent par un apport, directement de l'aquifère, d'une fraction particulière correspondant à la fraction insoluble de la craie. D'après les travaux de Laignel (1997) sur la composition de différentes craies du bassin de Paris, la dissolution d'une masse donnée de craie produit 3% d'insolubles. Nous pouvons donc calculer, sur la base de 343 kg de craie dissoute, une masse d'insolubles de 10 kg. Il apparaît ainsi que la masse totale de ces insolubles est négligeable en regard de la masse totale restituée à la source ($1.15 \times 10^4 \text{ kg}$).

Nous devons également tenir compte de l'érosion mécanique due à l'écoulement karstique dont les manifestations sont visibles au MEB (particules d'arrachement, figures de dissolution) et grâce aux analyses chimiques. Les concentrations massiques en CaO mesurées dans les sédiments engouffrés et les sédiments restitués étaient respectivement de 0.5% et 4%. Si l'on admet que les 3.5% de CaO excédentaires à la source sont d'origine autochtone, nous obtenons, par rapport à la masse totale exportée pendant la crue, 402.5 kg de produits d'érosion de l'aquifère. Au total, l'ablation correspond donc à 735.5 kg pendant 8 jours d'échantillonnage, soit un volume de craie de l'ordre de 0.4 m^3 . Ce type de crue reste assez exceptionnel, mais nous pouvons estimer que pour un cycle hydrologique relativement pluvieux, le volume de craie enlevé au massif est de l'ordre de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$.

3 Hydrodynamique

Nous avons souligné dans la partie 3 la relative stabilité du débit de base de la source du Hannetôt au cours du cycle hydrologique. En période de crue, le flux d'eau de surface contribue de façon significative au débit de la source, sans toutefois dépasser les 30% de contribution environ. Le comportement des espèces Ca^{2+} et HCO_3^- met clairement en évidence le découplage entre le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère et celui du système introductif.

L'augmentation du débit de la source dans de très nombreux cas après la crue turbide et en l'absence de précipitations (Figure V. 1) peut être interprétée i) soit par la connexion de systèmes annexes, ii) soit par les effets de l'infiltration sur le plateau. Dans ce dernier cas, l'infiltration est contrôlée par l'organisation spécifique de l'occupation des sols sur le plateau : les surfaces périphériques, très sensibles à la battance, sont essentiellement des labours et constituent la source principale de la turbidité. Le ruissellement affecte particulièrement ces zones, alors que les régions médianes du bassin versant contribuent à l'infiltration. Si l'on considère un taux d'infiltration de l'ordre de 1.5 mm.h^{-1} d'une part (cf. §II), et d'autre part que les 2/3 de la superficie du bassin contribuent à l'infiltration au cours d'une crue importante, le débit d'infiltration serait de l'ordre de $8.4 \times 10^3 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}$. Cette valeur est considérable, son influence sur le débit de la source est certaine, et cette contribution est forcément différée par rapport à l'arrivée des eaux de surface transitant par la perte, ce qui peut expliquer une évolution du débit apparemment non corrélée à la pluie. Cette hypothèse nécessite quand même l'existence d'écoulements rapides prenant en charge les eaux infiltrées.

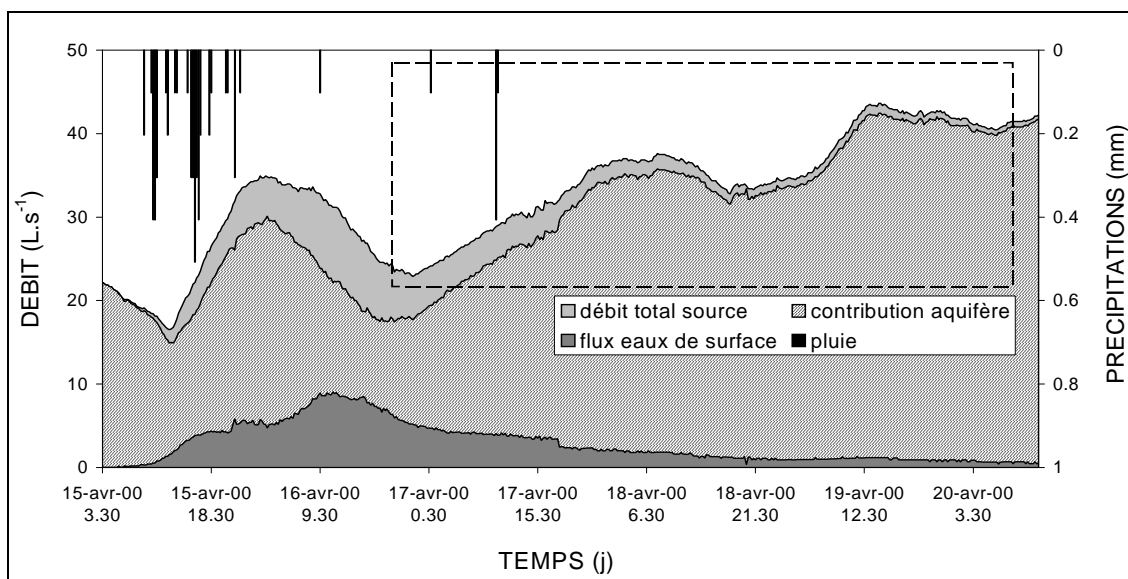


Figure V. 1 – Augmentation du débit de la source contrôlée par le débit de la zone noyée en fin d'épisode.

IV Fonctionnement du système perte/forage

1 Evidence de la connexion perte/forage

1.1 Phase dissoute

Les vitesses apparentes de transfert perte/forage sont élevées, de 48 à 145 m.h⁻¹, mais un retard source/forage compris entre 5 et 10 heures témoignerait d'un mode de transport plus lent qu'un écoulement purement karstique sous la plaine alluviale.

Les expériences de traçage montrent au forage des restitutions complexes, contrairement à la source. On observe effectivement une succession de pics de fluorescence au cours de la restitution, sauf dans le cas du traçage de mai 1997. Ce type de restitution traduit des modalités de transport complexes dans des milieux fortement anisotropes, comportant un grand nombre de trajets possibles pour le traceur, comme cela a pu déjà être remarqué dans la Craie du Boulonnais (Bracq *et al.*, 1992). Cependant, un tel phénomène peut également être provoqué par la chloration éventuellement effectuée lors des pompages. Ce point important pour l'analyse du système perte/forage reste à préciser.

1.2 Turbidité

Lors des forts épisodes de pluie, le forage de Saint-Maurice d'Etelan est systématiquement atteint par la turbidité, bien que le signal soit très faible. Un tri granulométrique sévère est constaté, qui suggère une modification radicale du mode de transport : les distributions microgranulométriques sont irrégulières, privilégiant les classes fines. Contrairement au système perte/source, l'allure des courbes granulométriques des suspensions engouffrées n'est pas conservée au forage. Ceci suggère des modalités de transport très différentes entre les systèmes perte/source et perte/forage.

Au forage, les observations au MEB permettent de dégager deux tendances principales : i) la présence de grains de quartz est constante, et des débris algaires (chrysophycées) originaires du Bébec sont assez fréquents, ii) des cristaux de calcite souvent automorphes sont toujours observés. La présence de ces cristaux est liée à la relative préservation de cette zone de l'influence des eaux de surface. De fait, les eaux du forage sont toujours sursaturées vis à vis de la calcite, comme l'indiquent l'indice de saturation moyen calculé pour le forage.

2 Apports des expériences en colonnes

L'approche du transport de particules supra-micrométriques en milieu poreux s'est imposée comme la réponse à l'une des questions initialement posée dans ce travail, à savoir le rôle de l'interface Craie/alluvions dans le transport des particules vers le forage. En raison du manque de données disponibles sur le sujet, nous avons tout d'abord étudié le cas simple d'un transport en conditions d'écoulement uniforme en milieu

homogène. Nous avons utilisé un milieu à forte perméabilité ($\approx 10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$) comme c'est le cas pour les graves de fond des alluvions. Les résultats donnent des taux de restitution des particules toujours faibles, augmentant avec la vitesse de Darcy suivant une loi puissance dont l'exposant est inférieur à 1. Le traceur est toujours retrouvé à près de 100%, la « perte » observée étant due aux effets de dilution importants en tout début et en fin de restitution, qui rendent le traceur indétectable par notre fluorimètre. De plus, le tri granulométrique observé en sortie de colonne montre un piégeage systématique des fractions les plus grossières, les particules les plus grosses restituées se situant en début de restitution. Au forage, un résultat remarquable est apporté par la comparaison des taux de dilution apparents obtenus d'après la turbidité et d'après les espèces chimiques conservatives : les particules paraissent toujours plus diluées que la phase dissoute en transport, ce que nous expliquons par des phénomènes de piégeage dans le milieu affectant la phase solide et non la phase dissoute. Les analyses microgranulométriques montrent également qu'un tri est opéré lors du transport vers le forage, affectant plus particulièrement la fraction grossière. Cependant, comme l'ont montré les traçages réalisés *in situ*, le milieu paraît plutôt anisotrope, et si les résultats semblent démontrer un comportement s'apparentant plus à celui d'un milieu poreux équivalent qu'à celui d'un milieu résolument karstique, la réalité tendrait plutôt vers un milieu plutôt anisotrope et hétérogène. Des expériences complémentaires tenant compte de ces caractéristiques s'avèrent donc indispensables.

V Conclusion générale et perspectives

Nous avons noté un retard systématique de la conductivité par rapport à la turbidité : les hystérésis à la source sont toujours rétrogrades. Considérant les hystérésis observés en surface (avance de la turbidité), il semble normal de retrouver à la sortie du système cette caractéristique. Néanmoins, dans les cas où l'hystérésis est orthograde sur le bassin versant, l'hystérésis turbidité/conductivité à la source reste rétrograde, tendant à démontrer une remobilisation de sédiments intra-karstiques. C'est le cas par exemple de la crue du 24 décembre, pour laquelle de la remise en suspension dans le système perte/source a été démontrée par comparaison des taux de restitution eaux de surface/particules ainsi que par les analyses géochimiques de la phase solide. Les taux de dilution des eaux de surface calculés à partir des espèces dissoutes conservatives sont équivalents à ceux calculés au moyen de la turbidité. Les différences observées entre ces deux paramètres sont relativement bien corrélés avec les différences entre taux de restitution des eaux de surface et taux de restitution des particules : lorsque la turbidité est « plus diluée » que le dissous, le transport s'accompagne globalement d'un dépôt des particules (stockage) durant l'épisode, et inversement. En terme de bilan de transfert, des déficits ou des excédents en matériaux particuliers lors de la restitution sont démontrés, correspondant à des phénomènes de dépôt et de relargage dans le système souterrain. Les phénomènes de stockage/relargage ont été constatés et étudiés par Mahler et Lynch (1999) (Barton spring, Texas), et en Haute-Normandie par Coquerel *et al.* (1993), Lacroix *et al.* (1998), Rodet (1993;1996). Ils sont caractérisés par une composante autochtone ou endogène due i) au processus de karstification (altération chimique et dépôt des insolubles de la Craie dans l'endokarst) et ii) par dépôt puis relargage de matériaux

allochtones à l'intérieur du système karstique, et par une composante allochtone ou exogène (introduction des produits de l'érosion de surface). Les contributions ces deux composantes autochtones et allochtones sont variables suivant le degré de développement du karst et la dynamique de son drainage (conditions hydrologiques). La géochimie minérale et organique (Albéric, 1998) est le plus souvent utilisée pour l'identification de ces parts respectives. Les techniques d'analyse microgranulométrique font partie des méthodes également employées (Lacroix *et al.*, 2000a; Lacroix *et al.*, 1998; Lacroix *et al.*, 2000b). Les développements les plus récents utilisent l'évolution des micro-organismes fixés sur les particules pour tenter de différencier les deux composantes du transport des particules en suspension (Dussart-Baptista *et al.*, 2001; Nebbache, 1999).

En réalité, les bilans massiques déficitaires et excédentaires semblent se compenser à l'échelle du cycle hydrologique, chaque épisode étant susceptible de provoquer la remobilisation de produits déposés lors de la crue précédente. Le dépôt et la remobilisation des matériaux d'origine autochtone et surtout leur exportation à la source seraient contrôlés par le fonctionnement du karst d'introduction. Ces sédiments autochtones peuvent être des stocks particulières provenant de la surface déposés dans le karst, ou bien des produits de la karstification (i.e., fraction insoluble de la Craie). Nous avons vu que la masse restituée M_R était liée à la masse engouffrée M_E par une relation linéaire, avec un coefficient de corrélation élevé ($R=0.99$). Par contre, il s'est avéré impossible d'obtenir une relation bien définie entre le bilan de masse à la source et le débit : ce résultat est cohérent si l'on considère que le système introductif, dépendant du ruissellement sur le bassin versant, est indépendant du système karstique du point de vue hydrodynamique. Par contre, ces deux systèmes sont bien entendu dépendant des précipitations. En effet, même en période de forte crue, nous avons pu vérifier que le flux d'eaux de surface contribue au mieux pour 30% au débit de la source.

La pente de la droite $M_R=f(M_E)$ est de 0.78, ce qui indique une tendance au stockage dans l'aquifère. Néanmoins, à l'échelle d'une crue, le bilan de masse calculé dans ce système où les entrées et les sorties sont relativement bien contrôlées est clairement différent d'un réel taux de restitution. Sur le plan sanitaire, le problème des captages de sources karstiques relève donc toujours de l'origine de la turbidité mesurée. La caractérisation totale des mécanismes de transport, à savoir dépôt, relargage ou transfert direct, s'avère indispensable. L'utilisation de marqueurs spécifiques des particules, comme le ^7Be , pourrait contribuer à la résolution de ce problème.

Au forage, les pics turbides observés sont fortement atténués et différés par rapport à la source. Une continuité dans le transit des particules est toutefois démontrée, mais la modification par rapport à la source de la distribution microgranulométrique des particules suppose des mécanismes de dépôt ou de piégeage souterrain. Dans l'ensemble, l'évolution des stocks microgranulométriques restitués au forage témoigne d'un tri important. La conductivité montre une variation significative avec la turbidité. Les données hydrogéochimiques montrent que la turbidité est systématiquement beaucoup plus faible que ce que l'on pourrait attendre en regard de la dilution des espèces dissoutes, ce qui indiquerait des phénomènes de piégeage importants. Le toit de la Craie est constitué par du matériel altéré, surmonté d'une couche de graves

Lefebvre (1993) dans la majeure partie de la vallée de Seine. La zone de transit que constitue l'interface Craie/alluvions agirait alors en partie comme un milieu poreux.

Entre perte et forage, la connexion est vérifiée, mais les différences entre la source et le forage posent le problème du mode de transit dans le massif crayeux vers cet exutoire artificiel. Diverses hypothèses sont confrontées aux résultats :

- 1** un transport totalement karstique : incompatible en regard de la quasi-absence de turbidité au forage, du tri granulométrique, et du retard source/forage. De plus, un transfert karstique ne provoquerait pas de différenciation de la turbidité par rapport aux phases dissoutes, comme l'ont montré les taux de dilution ;
- 2** un transport exclusivement par la porosité fissurale de la Craie : le signal de turbidité ne serait pas détecté au forage, de même que la fluorescence, qui arriverait trop diluée et dispersée par le milieu ;
- 3** un transit retardé au niveau de l'interface entre Craie et alluvions, au niveau de la plaine alluvial. Ce milieu, constitué des graves de fonds du Weichselien (1 à 2 mètres) et de Craie altérée, fissurée et karstifiée, mélangée à des sables et cailloutis d'une épaisseur de 4 mètres, agirait comme un milieu poreux en opérant un tri très marqué sur les particules provenant du massif crayeux et de la perte. Il est plus transmissif que les alluvions fines du dessus et que la Craie saine faiblement fissurée sous-jacente. Le transport se fait en conduit jusqu'à cette zone, ce qui explique les vitesses de transit élevées observées par traçage entre perte et forage.

Cette dernière hypothèse est la plus compatible avec l'ensemble des données recueillies. L'acidification opérée au cours du développement du forage a vraisemblablement contribué à mettre en relation la partie crépinée avec les alluvions. La quasi-absence de turbidité, les mesures microgranulométriques, et les taux de dilution importants de la turbidité par rapport aux espèces conservatives indiquent un piégeage des particules lors de leur transport vers le forage. Si l'on considère que la composante karstique du stockage n'est pas prépondérante dans la zone noyée du système perte/source, constamment soumis à des écoulements de type karstique, l'interface entre la Craie et les alluvions serait alors un site de piégeage préférentiel. L'interface Craie/alluvions pourrait en réalité être assimilée à une zone de transition d'une épaisseur de quelques mètres constituée par les graves de fond des alluvions et par une épaisseur de quelques mètres de Craie altérée, fracturée et karstifiée mélangée à du matériel alluvionnaire fin et grossier. Elle est plus perméable que la Craie sous-jacente et que les alluvions fines du dessus (cf. carte de résistivité, partie 1).

Du point de vue hydrodynamique, cet horizon géologique, par contraste de perméabilité avec les formations qui l'entourent, drainerait une partie de la nappe de la Craie et interviendrait comme un filtre horizontal pour les particules en suspension provenant de l'engouffrement des produits d'érosion des plateaux. Les réponses plurimodales des traçages confirment bien le caractère hétérogène et anisotrope de cette zone de transition.

VI Schéma de synthèse

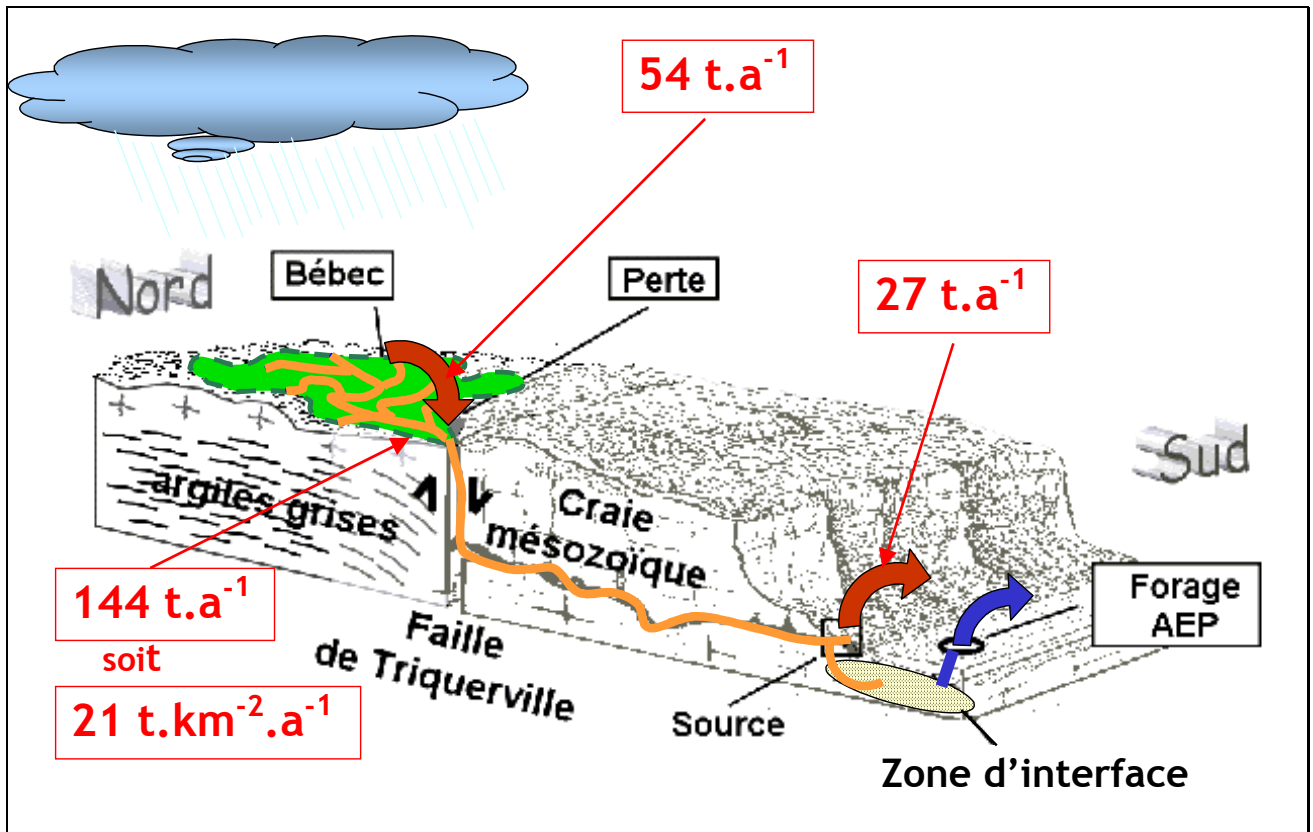


Schéma 2 – Schéma géomorphologique récapitulatif.

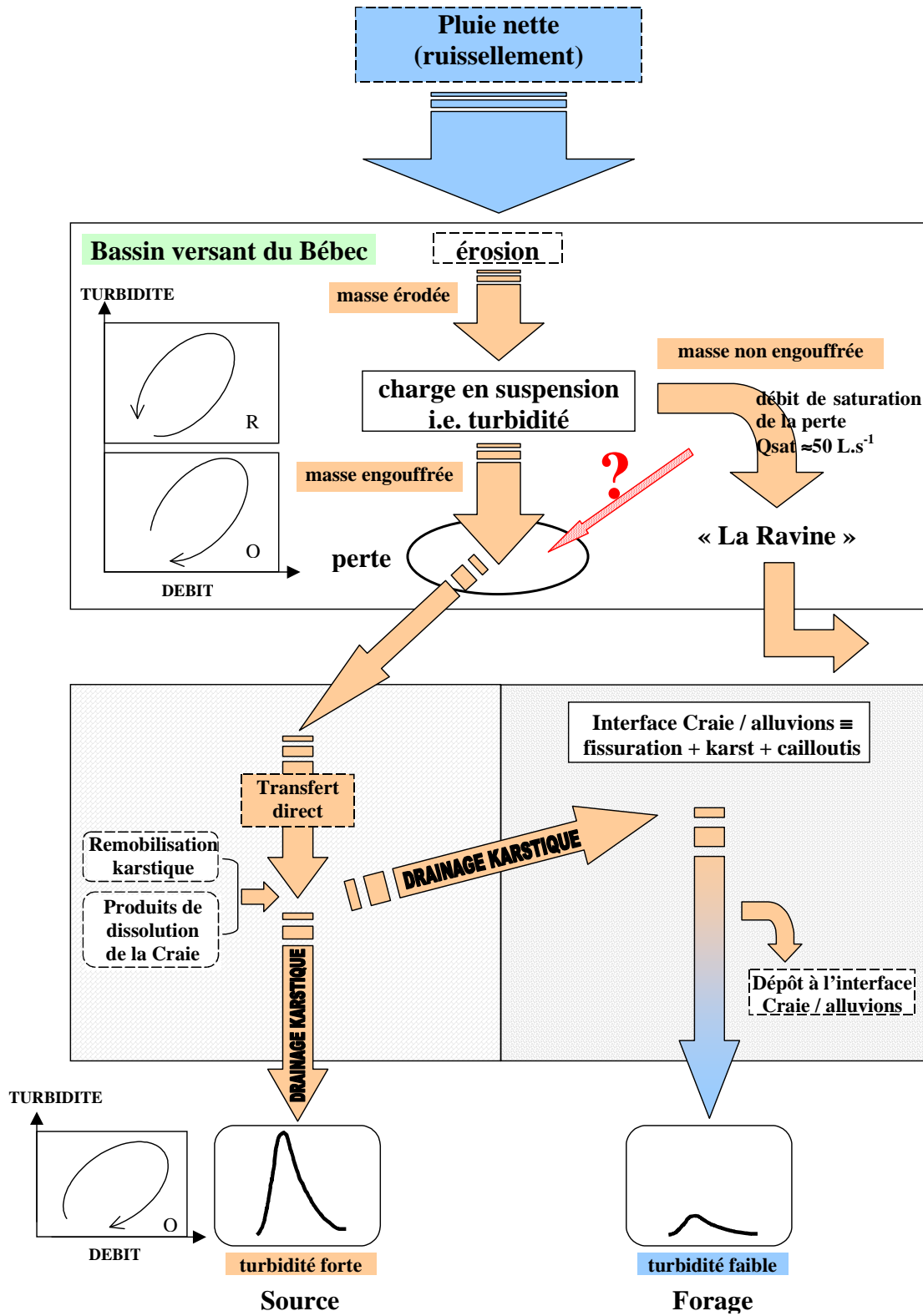


Schéma 3 – Schéma final des processus.

CONCLUSION

*L*a turbidité est induite par le ruissellement des eaux météoriques sur le bassin versant du Bébec. Les produits d'érosion sont transportés par le Bébec jusqu'à l'exutoire du bassin. La turbidité peut également provenir de la remobilisation de sédiments ayant déjà subi un transport et ayant été déposés dans les drains du bassin versant. En ce sens, la turbidité n'est pas toujours issue de l'érosion directe des formations superficielles. Seules des crues importantes de durée supérieure à 2 ou 3 jours s'avèrent être en mesure de provoquer de l'érosion de façon significative. La turbidité est donc directement liée à la dynamique de surface. A la perte du Bébec, les eaux turbides s'engouffrent en partie dans l'aquifère crayeux karstique : lorsque la perte a atteint son débit de saturation (de l'ordre de $50 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$), le débordement occasionné fixe une limite au flux turbide intéressant l'aquifère. Les particules en suspension sont en partie restituées à la source du Hannetôt. La connexion entre perte et source est clairement établie, et les vitesses de transferts élevées (jusqu'à $180 \text{ m}\cdot\text{h}^{-1}$) tant pour les espèces dissoutes (traceurs, espèces naturelles conservatives) que particulières démontrent un transport sur un mode résolument karstique. Des phénomènes de dépôt et de remobilisation des particules ont été mis en évidence au cours des crues, essentiellement grâce à la comparaison de la phase dissoute par rapport à la phase particulaire. La connexion entre perte et forage est elle aussi prouvée. Néanmoins, même si les vitesses apparentes de transfert restent fortes (45 à $140 \text{ m}\cdot\text{h}^{-1}$), il est désormais acquis que les fonctionnements des systèmes perte/source et perte/forage sont distincts. Dans le deuxième cas, des différences importantes entre le transfert des particules et celui des espèces dissoutes (comparaison des taux de dilution), ainsi que des arguments qualitatifs sur les particules, nous ont amenés à penser que ces dernières restent en partie piégées dans l'aquifère. L'intervention d'une zone de transition située à l'interface Craie/alluvions dont le comportement peut être apparenté à celui d'un milieu poreux à notre échelle d'observation, est déduite de l'ensemble des résultats. Cette zone, d'une épaisseur de quelques mètres, serait constituée par un mélange de Craie altérée, fissurée, voire karstifiée, d'alluvions grossières (graves de fond) et d'alluvions fines. Elle constitue en outre un milieu anisotrope vis à vis des propriétés de transport, et prendrait en charge la majeure partie de l'écoulement de la nappe de la Craie à ce niveau, puisque sa perméabilité serait supérieure à celles des formations qui l'entourent (alluvions fines et Craie peu fissurée). Dans l'ensemble, le système souterrain stocke les matériaux

particulaires. Ce stockage aurait lieu préférentiellement en dehors de la zone perte/source, soumise à des écoulements karstiques rapides. En effet, à l'échelle du cycle hydrologique, les crues à effets de stockages semblent compenser les crues à effets de relargage.

A *la source, les données hydrogéochimiques démontrent une karstification active. Le système souterrain peut être décomposé en une partie amont, où la karstification est active, et une partie aval, où les eaux sont plutôt à l'équilibre avec l'encaissant, étant moins sous l'influence des eaux superficielles. Plus précisément, le karst de restitution n'est pas à l'équilibre par rapport au niveau de base actuel (niveau de la Seine). Ainsi, du point de vue géomorphologique, la source du Hannetôt est une source de débordement d'un conduit karstique en cours de réajustement.*

L *a remobilisation potentielle des particules à la source du Hannetôt est prouvée. Cette source a été abandonnée pour l'AEP, mais beaucoup d'autres captages sont réalisés dans des contextes géomorphologiques similaires (Ex : les sources du moulin à Radicatel, qui alimentent en grande partie la ville du Havre). Les matériaux particuliers issus de la remobilisation de sédiments intra-karstiques présentent un risque sanitaire potentiellement important car ils correspondent à une turbidité qu'il est difficile de prévoir, n'étant pas liée à un transport directement corrélé à la pluie. Les micro-organismes fixés sur ces particules ont une survie accrue et une forte résistance aux traitements de l'eau. Le forage AEP de Saint Maurice d'Ételan est beaucoup moins atteint par la turbidité. Malgré cela, la norme européenne actuellement en vigueur de 0.5 NTU est régulièrement dépassée. Nous avons en effet mesuré des turbidités fréquemment supérieures à 1 NTU. Le type d'approche réalisé dans ce travail apparaît donc essentiel à la compréhension des processus complexes qui régissent les modalités de transport des particules en suspension, vecteurs de la contamination des eaux souterraines.*

BIBLIOGRAPHIE

- Albéric, P., 1998. Transformation of riverine organic matter from sinking stream recharge to spring discharge in a karst aquifer. In: M. magazine (Editor), Goldschmidt conference, Toulouse.
- Atteia, O. et Kozel, R., 1997. Particles size distributions in waters from a karstic aquifer: from particles to colloids. *J. Hydrol.*, 201: 102-119.
- Atteia, O., Perret, D., Adatte, T., Kozel, R. et Rossi, P., 1997. Characterization of natural colloids from a river and spring in a karstic basin. *Environm. Geol.*, 34(4): 257-269.
- Beauveau, P., Payment, P., Bourderont, D., Mansotte, F., Boudhabay, O., Laubiès, B. Verdière, J., 1999. A time series study of anti-diarrheal drug sales and tap-water quality. *International Journal of Environmental Health Research*, 9: 293-311.
- Bretz, J., 1942. Vadose and phreatic features of limestone caves. *J. Geol.*: 675-811.
- Bize, J., Derreal, Y. and Rognon, P., 1963. Variations avec la marée de la nappe alluviale de la Seine à Tancarville., BURGEAP.
- Bracq, P., Hanich, L., Delay, F. et Crampon, N., 1992. Mise en évidence par traçage d'une relation rapide, entre la surface et les eaux souterraines, liée à des phénomènes de dissolution dans la Craie du Boulonnais (Nord de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163(2): 195-203.
- Calba, F., 1980. Hydrogéologie du karst crayeux du pays de Caux (France). Etude de deux bassins. Thèse de 3ème cycle Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris, 189 pp.
- Casali, J., Lopez, J.J. and Giraldez, J.V., 1999. Ephemeral gully erosion in southern Navarra (Spain). *CATENA*, 36(1-2): 65-84.
- Charrière, G., 1987. Traçages bactériens en aquifère karstique, Ville du Havre, Laboratoire d'Etude et d'Analyse.
- Chow, V.T., Maidment, D.R. and Mays, L.W., 1988. Unit Hydrograph. In: B.J. Clark and J. Morriss (Editors), *Applied Hydrology*. McGraw-Hill International editions, Singapore, pp. 201-241.
- Clement, T.P., Peyton, B.M., Skeen, R.S., D.A., J. and Petersen, J.N., 1997. Microbial growth and transport in porous media under denitrification conditions: experiments and simulations. *J. Contam. Hydrol.*, 24, 269-285 pp.
- Compère, F., 1999. Transport et rétention de particules argileuses en milieu poreux saturé: approches expérimentales et numériques, Université de Poitiers, Poitiers, 175 pp.
- Coquerel, G., Lefebvre, D., Rodet, J. et Staigre, J., 1993. La grotte du funiculaire (Le Mesnil sous Jumièges, Seine-Maritime): spéléogénèse et étude d'un remplissage ferro-manganique. *Karstologia*, 22(2).
- Corapcioglu, M. and Haridas, A., 1985. Microbial transport in soils and groundwater : a numerical model. *Water Resources*, Vol. 8, 188-200.
- Corapcioglu, M. and Jiang, S., 1993. Colloid-facilitated groundwater contaminant transport. *Water Resources Research*, 29: 2215-2226.
- D'Ambrosio, D., Di Gregorio, S., Gabriele, S. and Gaudio, R., 2001. A cellular automata model for soil erosion by water. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26(1): 33-39.

- De La Quèrièrè, P., 1994. Syndicat Intercommunal d'Adduction d'Eau Potable de Saint Maurice d'Etelan. Réalisation d'un nouveau forage. Rap. BRGM 94 HNO 001, 63p.
- De La Quèrièrè, P., 1978. Pollution du captage de Saint Maurice d'Etelan. Note BRGM PNO 78/46.
- De Raguènel, A., Guiennet, B. et Masson, M., 1965. Inventaire des matériaux alluvionnaires de la Seine entre Norville et Le Hode (Seine-Maritime). 2663, Organisme technique régional des Ponts et Chaussées, Laboratoire Régional, Grand Quevilly.
- Dieulin, A., 1980. Propagation de pollution dans un aquifère alluvial, l'effet de parcours. Thèse de 3ème cycle Thesis, Université Paris VI, Paris.
- Dussart-Baptista, L. *et al.*, 2001. Physiological modifications of bacteria fixed on suspended material as hydrological tracers. In: K. Seiler and S. Wohnlich (Editors), New approaches characterizing groundwater flow. Balkema, Munich, pp. 43-47.
- Elimelech, M. and O'Melia, C.R., 1990. Effect of particle size on collision efficiency in the deposition of brownian particles with electrostatic energy barriers. *Langmuir*, 6(6): 1153-1163.
- Forkasiewicz, J., 1978. Méthode d'interprétation des pompages longue durée dans la Craie. In: BRGM (Editor), Hydrogéologie de la Craie du bassin de Paris., Rouen, pp. 627 p.
- Grolimund, D. *et al.*, 1998. Transport of in situ mobilized colloidal particles in packed soil columns. *Environ. Sci. Technol.*, 32: 3562-3569.
- Harvey, R. and Garabedian, S., 1991. Use of colloid filtration theory in modeling movement of bacteria through a contaminated sandy aquifer. *Environ. Sci. Technol.*, Vol. 25: pp. 178-185.
- Harvey, R. and George, L., 1989. Transport of microspheres and indigenous bacteria through a sandy aquifer : results of natural - and forced - gradient tracer experiments. *Environ. Sci. Technol.*, 23: 51-56.
- Jordan, R., Yonge, D. and Hathhorn, W., 1997. Enhanced mobility of Pb in the presence of dissolved organic matter. *J. Contam. Hydrol.*, 29: 59-80.
- Kretzschmar, R. *et al.*, 1997. Experimental determination of colloid deposition rates and collision efficiencies in natural porous media. *Wat. Res. Research*, 33(5): 1129-1137.
- Kretzschmar, R., Borkovec, M., Grolimund, D. and Elimelech, M., 1999. Mobile subsurface colloids and their role in contaminant transport. In: A. press (Editor), *Advances in agronomy*, pp. 121-193.
- Lacroix, M., Beaudéau, P., Wang, H., Massei, N. et Dupont, J., 2000a. Turbidité en Pays de Caux : un karst concret. *Bull. Inf. Asso. Géol. Bass. Paris.*, 37(1): 37-40.
- Lacroix, M., Leboulanger, T. et Wang, H., 1998. Mise en évidence des relations surface-endokarst par la microgranulométrie, exemple du karst crayeux haut-normand. *Bull. Soc. Geol. France*, 169(2): 177-187.
- Lacroix, M., Rodet, J., Wang, H., Massei, N. et Dupont, J., 2000b. Origine des matières en suspension dans un système aquifère karstique: apports de la microgranulométrie. *C.R. Acad. Sciences, Paris, Série IIA*, 330: 347-354.
- Laignel, B., 1997. Les altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris: caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. PhD dissertation Thesis, Rouen, Rouen, 224 pp.

- Langlois, P., 2000. Automate cellulaire de surface pour la simulation du ruissellement (communication et travaux pratiques), séminaire Libergéo, Rouen.
- Lautridou, J.e.a., 1982. The Quaternary in Normandy. In: U.d.R. Département de Géologie (Editor), The Q.R.A. Normandy meeting and I.G.C.P. 24 Normandy meeting. Centre de Géomorphologie, CNRS, Caen, France.
- Lefebvre, D., 1974. Le cailloutis Würmien de fond de vallée, en Basse-Seine. Bull. A.F.E.Q., 3-4: 251-252.
- Lefebvre, D., de La Quèrière, P. et Leboulanger, T., 1993. Nappes captives et sous-écoulements: le rôle des alluvions en Basse Seine. Quaternaire, 4(2-3): 103-110.
- Lenzi, M.A. and Marchi, L., 2000. Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). CATENA, 39(4): 267-282.
- Mahler, B., Bennett, P. and Zimmerman, M., 1998a. Lanthanide-labeled clay: a new method for tracing sediment transport in karst. Ground water, 36(5).
- Mahler, B. and Lynch, F., 1999. Muddy waters: temporal variation in sediment discharging from a karst spring. J. Hydrol., 214(1-4): 165-178.
- Mahler, B., Lynch, F. and Bennett, P., 1999. Mobile sediment in an urbanizing karst aquifer: implications for contaminant transport. Environmental geology, 39(1): 25-38.
- Mahler, B., Winkler, M., Bennett, P. and Hillis, D., 1998b. DNA-labeled clay: a sensitive new method for tracing particle transport. Geology, 26(9): 831-834.
- Maqsoud, A., 1996. Approche hydrologique et hydrochimique du caractère karstique éventuel d'hydrosystèmes souterrains de la Craie du bassin de Paris. Thèse Thesis, Université de Lille I (USTL), Lille.
- Massei, N., Lacroix, M., Wang, H., Mahler, B. and Dupont, J., 2002a. Transport of suspended solids from a karstic to an alluvial aquifer : the role of the karst/alluvium interface. J. Hydrol., 260 (1-4) pp. 88-101.
- Massei, N., Lacroix, M., Wang, H. and Dupont, J., 2002b. Transport of particulate material and dissolved tracer in a highly permeable porous medium: comparison of the transfer parameters. J. Contam. Hydrol. (sous presse).
- Massei, N., Lacroix, M., Wang, H., Semega, B. and Dupont, J., 2000. Transport of suspended solids through saturated porous media : experimental approach and field measurements. In: O. SILILO (Editor), Colloque IAH 2000, Groundwater: Past Achievements and Future Challenges. Balkema Editor, Amsterdam., Cape Town, South Africa., pp. 5.
- Mita, C., Catsaros, N. and Gounaris, N., 2001. Runoff cascades, channel network and computation hierarchy determination on a structured semi-irregular triangular grid. J. Hydrol., 244(3-4): 105-118.
- Nebbache, S., 1999. Communautés et contamination bactérienne associées à la turbidité des eaux d'un aquifère karstifié en domaine rural. Approche préliminaire dans la bioremédiation des nitrates. Thèse de doctorat Thesis, Université de Rouen, Rouen, 148 pp.
- Niehren, S. and Kinzelbach, W., 1998. Artificial colloid tracer tests: development of a compact on-line microsphere counter and application to soil column experiments. J. Contam. Hydrol., 35: 249-259.

- Noell, A., Thompson, J., Corapcioglu, M. and Triay, I., 1998. The role of silica colloids on facilitated cesium transport through glass bead columns and modeling. *J. Contam. Hydrol.*, 31: 23-56.
- Palmateer, G., MacLean, D., Kutas, W. and Meissner, S., 1993. Suspended particulate/bacterial interaction in agricultural drains. *S.S. RAO*: 1-40.
- Pfankuch, H., 1963. Contribution à l'étude des déplacements de fluides miscibles dans un milieu poreux. *Rev. Inst. Fr. Pétrol.*, 18(2): 215-270.
- Plevret, C., 1997. Etude d'environnement préalable à la définition des périmètres de protection du captage de Norville., B.E.T. SOGETI.
- Pommepuy, M., Guillaud, J., Derrien, A., Le Guyader, F. and Cormier, F., 1992. Enteric bacteria survival factors. *Wat. Sci. Tech.*, 25(12): 93-103.
- Porel, G., 1988. Transfert de soluté en aquifère crayeux - Causes de modifications des résultats de traçages. Thèse, université de Lille 1.
- Puls, R. and Powell, R., 1992. Transport of inorganic colloids through natural aquifer material: implications for contaminant transport. *Environ. Sci. Technol.*, 26: 614-621.
- Rico, G., Juignet, P. et Meyer, R., 1993. La turbidité des eaux souterraines en Normandie crayeuse: un traceur naturel. *C.R. Acad. Sciences, Paris, Série IIA*, 316: 225-230.
- Rodet, J., 1991. Les karsts de la Craie : étude comparative., Paris IV (Paris-Sorbonne), 562 pp.
- Rodet, J., 1993. Le rôle des formations quaternaires dans le drainage karstique: l'exemple des Craies du bassin de Paris. *Quaternaire*, 4(2-3): 97-102.
- Rodet, J., 1996. Une nouvelle organisation géométrique du drainage des Craies: le labyrinthe d'altération, l'exemple de la grotte de la Mansonnière (Bellou-sur-Huisne, Orne, France). *C.R. Acad. Sciences, Paris, Série IIA*, 322: 1039 à 1045.
- Rodet, J., 1997. Typologie des karsts dans la Craie du bassin de Paris. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 5(2ème série): 351-359.
- Roux, J., Artis, H. et Tremembert, J., 1981. Carte hydrogéologique du département de la Seine-Maritime. BRGM.
- Saiers, J. and Hornberger, G., 1994. First- and second-order kinetics approaches for modeling the transport of colloidal particles in porous media. *water resources research*, 30(9): 2499-2506.
- Sauty, J., 1978. Identification des paramètres hydrodispersifs dans les aquifères par interprétation de traçages en écoulement cylindrique convergent ou divergent. *J. Hydrol.*, 39: 69-103.
- Sherman, L.K., 1932. Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Eng. News Rec.*, 108: 501-505.
- Song, L. and Elimelech, M., 1993. Dynamics of colloid deposition in porous media: modeling the role of retained particles. *Colloids Surf.*, A 73: 49-63.
- Steege, A. *et al.*, 2000. Sediment export by water from an agricultural catchment in the Loam Belt of central Belgium. *Geomorphology*, 33(1-2): 25-36.
- Stol, R., Kok, W.T. and Poppe, H.U., 2001. Size-exclusion electrochromatography with controlled pore flow. *Journal of Chromatography A*, 914(1-2): 201-209.

- Strahler, A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, section 4-II. In: V.T. Chow (Editor), *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New-York, pp. 4-39, 4-76.
- Van de Weerd, H. and Leijnse, A., 1997. Assessment of the effect of kinetics on colloid facilitated radionuclide transport in porous media. *J. Contam. Hydrol.*, 26: 254-256.
- Van de Weerd, H., Leijnse, A. and Van Riemsdijk, W., 1998. Transport of reactive colloids and contaminants in groundwater: effect of nonlinear kinetic interactions. *J. Contam. Hydrol.*, 32: 313-331.
- Vaute, L., Drogue, C., Garrelly, L. and Ghelfenstein, M., 1997. Relations between the structure of storage and the transport of chemical compounds in karstic aquifers. *J. Hydrol.*, 199: 221-238.
- Venema, E., Kraak, J.C., Poppe, H. and Tijssen, R.U., 1999. Pore flow effects in electrically driven size-exclusion chromatography. *Journal of Chromatography A*, 837(1-2): 3-15.
- Wang, H., 1987a. Modélisation des transferts de masse en milieu saturé à double porosité; application aux écoulements convergents en Craie fissurée semi-confinée et multicouche. Thèse de doctorat, Université de Paris XI, Orsay.
- Wang, H., Lacroix, M., Massei, N. et Dupont, J., 2000. Transport des particules en milieu poreux: détermination des paramètres hydrodispersifs et du coefficient de dépôt. *C.R. Acad. Sci. Paris, Série IIA*, 331: 97-104.
- Wang, H.Q. and Crampon, N., 1995. Method for interpreting tracers experiments in radial flow using modified analytical solutions. *J. Hydrol.*, 165: 11-31.
- Wang, H.Q., Crampon, N., Huberson, S., Garnier, J.M., 1987b. A linear graphical method for determining hydrodispersive characteristics in tracer experiments with instantaneous injection. *J. Hydrol.*, 95(143-154).
- Wang, H.Q., Dupont, J.P., Lafite, R. and Meyer, R., 1999. A differentiation method method for separating a mixture of suspended particle size distribution. *Hydrology & Earth System Sciences*, 3(2): 177-185.
- Wazi, N., 1988. Le Crétacé Roumois (vallée de l'Oison) et le Tertiaire-Quaternaire des régions voisines de la basse-vallée de la Seine. *Stratigraphie et tectonique.*, Université de Rouen, Rouen, 532 pp.
- Wicks, C.M. and Engeln, J.L., 1997. Geochemical evolution of a karst stream in Devils Icebox Cave, Missouri, USA. *J. Hydrol.*, 198: 30-41.
- Wijdenes, D.J.O., Poesen, J., Vandekerckhove, L. and Ghesquiere, M., 2000. Spatial distribution of gully head activity and sediment supply along an ephemeral channel in a Mediterranean environment. *Catena*, 39(3): 147-167.

LISTE DES FIGURES

Figure I. 1 – Les trois grands ensembles lithologiques caractéristiques de la Haute-Normandie, d’après Laignel (1997).	6
Figure I. 2 – Cartographie du lit de la seine et affleurement du cailloutis de fond (Données du programme scientifique Seine-Aval)	17
Figure I. 3 – Localisation du secteur d’étude.	20
Figure I. 4 – Coupe schématique de l’anticlinal de Villequier, d’après Pleuvret (1997).	22
Figure I. 5 – Schéma géomorphologique du système.....	23
Figure I. 6 – Localisation des points de surveillance. Extrait de l’Atlas hydrogéologique BRGM de la Seine-Maritime (Roux et al., 1981).	25
Figure I. 7 – Coupes lithologique et technique du forage de Saint Maurice d’Etelan.	27
Figure I. 8 – Carte de résistivité des terrains de couverture dans le marais de Norville (O : position du forage).....	28
Figure II. 1 – Le bassin versant du Bébec et les sous-unités SB1 et SB2. Les thalwegs sont tracés sur le fond topographique IGN à 1/25000 de la carte topographique 1810 Est (Lillebonne).....	37
Figure II. 2 – Hiérarchisation des thalwegs sur le bassin versant du Bébec selon le modèle de Strahler (1964). Les cercles représentent respectivement la source (bleu) et la perte (rouge) du Bébec.	39
Figure II. 3 – Précipitations cumulées durant la période du 20 décembre 1999 au 3 janvier 2001.....	41
Figure II. 4 – Courbe de tarage pour le ruisseau Bébec.....	42
Figure II. 5 – Evénements de la dernière semaine du mois de novembre 2000. Dans le cadre, la crue du 23 novembre est l’épisode choisi pour la détermination de l’hydrogramme unitaire.....	46
Figure II. 6 – Méthode de séparation de séparation des débits, détermination de la pluie excédentaire et de l’indice d’infiltration Φ	47
Figure II. 7 – Hydrogramme unitaire à ½ heure $HU_{0,5}$ calculé par déconvolution (modèle global).....	49
Figure II. 8 – Discrétisation du MNT par éléments finis. Le maillage comprend 3032 triangles (demi-carré de 75m de côté = 2812,5 m ²).....	50
Figure II. 9 – Graphe des surfaces ruisselantes. L’intensité du ruissellement est représentée par des couleurs allant du vert clair (ruissellement minimum) au marron (ruissellement maximum).	51
Figure II. 10 – Superposition du graphe de ruissellement avec la hiérarchisation des thalwegs illustrée en figure 2.....	52
Figure II. 11 – Comparaison des hydrogrammes unitaires obtenus à l’aide de l’automate cellulaire RuiCell et par le calcul d’après les données hydrologiques de la crue du 23 novembre 2000. P_U est une pluie unitaire de durée $\Delta t=0.5$ h.....	54
Figure II. 12 – Hydrogrammes unitaires à ½ heure pour les sous-bassins SB1 et SB2 obtenu avec RuiCell.	55

Figure II. 13 – Régression linéaire entre les valeurs de l’hydrogramme unitaire prévu par RuiCell pour le bassin total (HU_{AC}) et celles de l’hydrogramme unitaire recomposé à partir des hydrogrammes unitaires des sous-bassins SB1 et SB2 (HU_{AC}^{Σ}).....	56
Figure II. 14 – Tempête du 24 décembre 1999.....	57
Figure II. 15 – Hystérésis débit-turbidité pour la crue double (24 au 27 décembre 1999).....	58
Figure II. 16 – Hystérésis débit-turbidité au cours de l’épisode du 30 décembre.	58
Figure II. 17 – Relation débit-turbidité en montée de crue, 24 décembre 1999.	59
Figure II. 18 – Relation débit-turbidité en montée de crue, 30 décembre 1999.	59
Figure II. 19 – Evolution de la taille des particules en suspension pendant la crue (du 20 au 29 décembre 1999).....	60
Figure II. 20 – Episode des 11 et 12 avril 2000.....	61
Figure II. 21 – Débit et turbidité pour l’épisode des 11 et 12 avril 2000. Les points 1, 2, 3, 4 et 5 correspondent aux échantillons dont les distributions microgranulométriques ont été mesurées.	62
Figure II. 22 – Hystérésis débit-turbidité pour l’épisode double des 11 et 12 avril 2000.	62
Figure II. 23 – Relation débit-turbidité pendant la montée en crue (10/04/2000).....	63
Figure II. 24 – Décomposition du signal de turbidité d’après Wang et al. (1999).	64
Figure II. 25 – Schéma de décomposition de la réponse turbide du bassin à l’aide de PeakFit (SPSS Inc.)...	65
Figure II. 26 – Evolution de la taille des particules au cours de l’épisode des 11 et 12 avril 2000.....	66
Figure II. 27 – Précipitations et débits, crue du 14 avril 2000.....	67
Figure II. 28 – Débit et turbidité, crue du 14 avril 2000.....	68
Figure II. 29 – Hystérésis débit-turbidité pour la crue du 14 avril 2000.	68
Figure II. 30 – Débits et turbidité enregistrés entre le 21 et le 27 novembre 2000.	69
Figure II. 31 – Hystérésis positif débit-turbidité lors de la crue du 23 novembre 2000.	69
Figure II. 32 – Evolution de la taille des particules en suspension lors de l’épisode de crue du 23 novembre 2000.	70
Figure II. 33 – Masse exportée à l’exutoire par épisode et masse cumulée.	74
Figure II. 34 – Hauteur d’eau mesurée dans la ravine et débit du Bébec correspondant.....	75
Figure II. 35 – Hauteur d’eau dans la ravine et débit correspondant au Bébec.	76
Figure II. 36 – Hauteur mesurée dans la ravine en fonction du débit au Bébec pendant la période de mesure.	77
Figure III. 1 – Traçage à la fluorescéine de mai 1997.....	82
Figure III. 2 – Traçage à la fluorescéine d’octobre 1999.	83
Figure III. 3 – Traçage à la fluorescéine de février 2000.	83
Figure III. 4 – Traçage à la fluorescéine et à l’amidon de janvier 2001.....	84
Figure III. 5 – Distribution des temps de séjour pour 4 traçages réalisés entre octobre 1999 et janvier 2001.	86

Figure III. 6 – Décomposition de la courbe de restitution du traçage de janvier 2001.....	86
Figure III. 7 – Evolution du temps modal de la restitution en fonction du débit de la source.....	87
Figure III. 8 – Courbes de restitution normées pour les 4 traçages.	88
Figure III. 9 – Débit et précipitations pour la période du 22 décembre 1999 au 17 mai 2000.....	90
Figure III. 10 – Débit et précipitations pour la période du 20 mai 2000 au 25 juin 2000.	90
Figure III. 11 – Débit et précipitations pour la période du 27 juillet 2000 au 24 janvier 2001.....	90
Figure III. 12 – Conductivité électrique et débit à la source du Hannetôt (mois de novembre 2000).....	92
Figure III. 13 – Débit et turbidité lors de l'épisode du 24 décembre 1999.....	94
Figure III. 14 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour la crue du 24 décembre 1999.	95
Figure III. 15 – Turbidité et conductivité électrique pendant la crue du 24 décembre 1999.....	95
Figure III. 16 – Hystérésis débit/turbidité pour la crue du 24 décembre 1999.....	96
Figure III. 17 – Contribution au débit total de la source du flux de l'aquifère et du flux d'eaux de surface. .	97
Figure III. 18 – Turbidité et débit à la source au cours de la crue du 12 avril 2000.....	98
Figure III. 19 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour la crue du 12 avril 2000.....	98
Figure III. 20 – Evolution de la turbidité et de la conductivité électrique à la source au cours de la crue du 12 avril 2000.....	99
Figure III. 21 – Hystérésis turbidité/conductivité pour la crue du 12 avril 2000.	99
Figure III. 22 – Turbidité et conductivité électrique au forage le 12 avril 2000.....	99
Figure III. 23 – Turbidité et débit à la source pour le 14 avril 2000.....	101
Figure III. 24 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour le 14 avril 2000.	102
Figure III. 25 – Turbidité et conductivité à la source pour le 14 avril 2000.....	102
Figure III. 26 – Hystérésis turbidité/conductivité à la source pour le 14 avril 2000.	102
Figure III. 27 – Turbidité et conductivité au forage, 14 avril 2000.....	103
Figure III. 28 – Contributions des eaux de surface et de l'aquifère au débit de la source.....	103
Figure III. 29 – Turbidité à la source et débit pour les épisodes de crue du mois de novembre 2000.	104
Figure III. 30 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour les épisodes de crue du mois de novembre 2000.....	104
Figure III. 31 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour la crue du 22 novembre 2000.....	105
Figure III. 32 – Turbidités à la perte, à la source et au forage pour la crue du 24 novembre 2000.....	105
Figure III. 33 – Turbidité et conductivité à la source pour le 22 novembre 2000.	106
Figure III. 34 – Hystérésis turbidité/conductivité à la source pour le 22 novembre 2000.....	106
Figure III. 35 – Turbidité et conductivité à la source pour le 24 novembre 2000.	106
Figure III. 36 – Hystérésis turbidité/conductivité à la source pour le 24 novembre.....	107
Figure III. 37 – Turbidité et conductivité au forage, 22 novembre 2000.	107
Figure III. 38 – Turbidité et conductivité au forage, 24 novembre 2000.	107
Figure III. 39 – Contributions respectives du flux d'eaux de surface et de l'aquifère au débit total.....	108
Figure III. 40 – Evolution de la microgranulométrie à la perte, décembre 1999.....	109

Figure III. 41 – Evolution de la microgranulométrie à la source, décembre 1999. En revanche, les spectres de distribution de la taille des particules au forage sont très différents des précédents et évoluent au cours du cycle de restitution de la façon suivante :	109
Figure III. 42 – Evolution de la microgranulométrie au forage, décembre 1999.	110
Figure III. 43 – Evolution de la microgranulométrie à la perte (a) et à la source (b), avril 2000.	110
Figure III. 44 – Evolution de la microgranulométrie au forage, avril 2000.	111
Figure III. 45 – Evolution de la microgranulométrie à la perte (a), à la source (b et au forage (c), 22 novembre 2000.	112
Figure III. 46 – Evolution de la microgranulométrie à la perte (a), à la source (b et au forage (c), 24 novembre 2000.	113
Figure III. 47 – Images MEB des matériaux particulaires présents à la perte (a,b,c), à la source (d,e), et au forage (f,g,h), décembre 2000.	115
Figure III. 48 – Images MEB des matériaux particulaires présents à la perte (a), et au forage (b,c,d,e), avril 2000.	117
Figure III. 49 – Images MEB des matériaux particulaires présents à la source (a), et au forage (b,c,d,e), novembre 2000.	118
Figure III. 50 – Teneurs en silice par rapport à l'alumine.	120
Figure III. 51 – Teneurs en silice par rapport aux oxydes de fer.	120
Figure III. 52 – Diagramme de Piper des faciès hydrochimiques (perte =O, source= Δ , forage=), décembre 1999.	121
Figure III. 53 – Diagramme de Piper des faciès hydrochimiques (perte =O, source= Δ , forage=), avril 2000.	122
Figure III. 54 – Diagramme de Piper des faciès hydrochimiques (perte =O, source= Δ , forage=), novembre 2000.	123
Figure III. 55 – Evolution de Na à la perte, à la source et au forage (décembre 1999).	125
Figure III. 56 – Evolution de Cl à la perte, à la source et au forage (décembre 1999).	125
Figure III. 57 – Evolution de SiO ₂ en solution à la perte, à la source et au forage (décembre 1999).	125
Figure III. 58 – Evolution de Na à la perte, à la source et au forage (avril 2000).	126
Figure III. 59 – Evolution de Cl à la perte, à la source et au forage (avril 2000).	126
Figure III. 60 – Evolution de SiO ₂ en solution à la perte, à la source et au forage (avril 2000).	126
Figure III. 61 – Evolution de Na à la perte, à la source et au forage (novembre 2000).	127
Figure III. 62 – Evolution de Cl à la perte, à la source et au forage (novembre 2000).	127
Figure III. 63 – Evolution de SiO ₂ en solution à la perte, à la source et au forage (novembre 2000).	127
Figure III. 64 – Relation entre le débit de la source et le taux de restitution apparent des particules engouffrées à la perte du Bébec.	131
Figure III. 65 – Relation de type « puissance » entre la masse restituée à la source et le débit.	132
Figure III. 66 – Relation linéaire entre la masse engouffrée et la masse restituée à la source.	133

Figure III. 67 – Relation entre le retard de la phase dissoute (représentée par la conductivité électrique) et le taux de restitution apparent des particules engouffrées.....	133
Figure III. 68 – Evolution des concentrations en HCO_3 et Ca comparée à celle d'une espèce conservative (Cl) au cours de la crue de décembre 1999.....	136
Figure III. 69 – Evolution des concentrations en HCO_3 et Ca comparée à celle d'une espèce conservative (Cl) au cours de la crue d'avril 2000.....	136
Figure III. 70 – Evolution des concentrations en HCO_3 et Ca comparée à celle d'une espèce conservative (Cl) au cours des crues de novembre 2000.....	136
Figure III. 71 – Evolution de la conductivité électrique et de la concentration en Na (crue de novembre 2000). Les minima coïncident pour le premier pic mais sont décalés pour le deuxième.....	137
Figure IV. 1 – Distribution cumulative des tailles des graviers de remplissage.....	144
Figure IV. 2 – Dispositif expérimental.....	145
Figure IV. 3 – Distribution microgranulométrique de la suspension injectée.....	145
Figure IV. 4 – Image MEB d'un grain de quartz, constituant principal de la suspension.Mode opératoire .	146
Figure IV. 5 – Courbes d'étalonnage du fluorimètre (a) et du turbidimètre (b).....	147
Figure IV. 6 – Calage des courbes de restitution calculées sur les courbes expérimentales en fonction du débit dans la colonne.....	153
Figure IV. 7 – Variation des paramètres calculés et mesurés avec la vitesse de Darcy.....	154
Figure IV. 8 – Valeurs du coefficient cinétique de dépôt obtenus pour différentes études en fonction de la vitesse de Darcy.....	155
Figure IV. 9 – Coefficient de dépôt et taux de restitution en fonction de la porosité cinématique.....	156
Figure IV. 10 – Calage des courbes de restitution théoriques avec les courbes expérimentales et évolution de la restitution avec la vitesse de Darcy (SP=particules, DT= traceur dissous conservatif).....	158
Figure IV. 11 – Variation du taux de restitution en fonction de la vitesse de Darcy.....	159
Figure IV. 12 – Variation du coefficient cinétique de dépôt en fonction de la vitesse de Darcy.....	160
Figure IV. 13 – Variation de la dispersivité calculée pour le traceur et pour les particules en fonction de la vitesse de Darcy.....	160
Figure IV. 14 – Variation du facteur de retard des particules avec la vitesse de Darcy.....	163
Figure IV. 15 – Evolution des distributions microgranulométriques dans les échantillons prélevés lors de la restitution.....	165
Figure IV. 16 – Distributions microgranulométriques des fractions injectées, restituées et déposées dans le milieu.....	166
Figure V. 1 – Augmentation du débit de la source contrôlée par le débit de la zone noyée en fin d'épisode.....	174

Photo I. 1 – Vue panoramique du bassin versant du Bébec.....	20
Photo I. 2 – Vue panoramique du marais de Norville et du champ captant du Syndicat de Saint Maurice d’Etelan.....	21
Photo I. 3 – Exemple d’occupation des sols sur le bassin versant du Bébec.....	24
Photo I. 4 – Préleveur automatique et sonde multiparamètres au Bébec.....	30
Photo I. 5 – Local technique et forage de Saint Maurice d’Etelan. Emplacement du pluviomètre.....	30
Photo I. 6 – Préleveur automatique dans le local technique du forage de Saint Maurice d’Etelan.....	31
Photo I. 7 – Mise en place de la sonde multiparamètres.....	31
Photo I. 8 – Préleveur automatique à la source du Hannelôt (ancien captage).....	32
Photo II. 1 – Perte du Bébec (11 avril 2000). La perte se présente sous la forme d’une béttoire (≈ doline), zone d’engouffrement subcirculaire située à la fin du ruisseau.....	43
Photo II. 2– Fond de la perte du Bébec (11 avril 2000). L’eau s’engouffre par un puits absorbant (embut)..	43
Photo II. 3 – Perte du Bébec en fin de débordement (28 mars 2001). Le débit de saturation est atteint et l’embut n’est plus suffisant pour absorber l’intégralité des eaux de ruissellement du bassin.....	44
Photo II. 4 – Carrefour de Triquerville inondé suite à la crue du 24 décembre 1999, 50 m en aval de la perte.	74
Photo III. 1 – Effondrement des berges du Bébec suite à une période de précipitations intenses.....	100
Schéma 1 – Schéma général de fonctionnement. Les points d’interrogation figurent les mécanismes et processus à éclaircir.....	169
Schéma 2 – Schéma géomorphologique récapitulatif.....	179
Schéma 3 – Schéma final des processus.....	180

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I. 1 – Porosité de la Craie en Haute-Normandie (d’après Masson (1978) in Maqsoud (1996)).	10
Tableau II. 1 – Paramètres morphométriques du bassin versant du Bébec, des sous-bassins 1 et 2, et valeurs moyennes équivalentes pour l’ensemble du Pays de Caux. Légende :	38
Tableau II. 2 – Paramètres de la crue du 23/11/2000 (pic 1).	48
Tableau II. 3 – Paramètres de l’hydrogramme unitaire $HU_{0,5}$.	48
Tableau II. 4 – Paramètres de l’hydrogramme unitaire HU_{AC} obtenu à partir de RuiCell comparés à $HU_{0,5}$.	53
Tableau II. 5 – Comparaison des paramètres des $HU_{0,5}$ pour les sous-bassins 1 et 2.	55
Tableau II. 6 – Masse de sédiments en suspension calculée pour chaque pic.	65
Tableau II. 7 – Tableau récapitulatif des principales caractéristiques différentes crues enregistrées.	72
Tableau II. 8 – Bilan annuel de la masse transportée en suspension à l’exutoire du bassin versant.	73
Tableau III. 1 – Vitesses modales, débit moyen et taux de restitution à la source.	84
Tableau III. 2 – Variance des courbes de restitution pour chacun des 4 traçages.	88
Tableau III. 3 – Analyses chimiques des éléments majeurs sur les matériaux particuliers en entrée et sortie du système, et comparaison avec les réservoirs géochimiques existant dans la zone.	119
Tableau III. 4 – Concentrations moyennes à la perte, à la source et au forage pour la crue de décembre 1999.	121
Tableau III. 5 – Concentrations moyennes à la perte, à la source et au forage pour la crue d’avril 2000.	122
Tableau III. 6 – Concentrations moyennes à la perte, à la source et au forage pour les crues de novembre 2000.	123
Tableau III. 7 – Bilan massique sur le cycle hydrologique 2000.	130
Tableau III. 8 – Bilans massiques pour 10 épisodes caractéristiques du cycle hydrologique.	131
Tableau IV. 1 – Données expérimentales relatives aux injections de traceur et particules.	154
Tableau IV. 2 – Paramètres expérimentaux et paramètres calculés pour les 10 injections.	159
Tableau V. 1 – Tableau comparatif des taux d’érosion calculés en différentes localités du globe.	170

Résumé

En Haute-Normandie, où l'essentiel de la ressource en eau potable provient de la Nappe de la Craie, les captages d'eau sont souvent affectés par des phénomènes de turbidité, induisant un risque sanitaire considérable pour les populations, en période de fortes pluies. Ce phénomène est lié à la nature karstique de l'aquifère de la Craie. Les forages réalisés en plaine alluviale de la vallée de Seine sont moins atteints par la turbidité. Nous étudions les modalités du transport des particules depuis un point d'engouffrement sur le plateau (perte) jusqu'à un exutoire naturel (source karstique), et un exutoire artificiel en plaine alluviale (forage AEP). La recherche développée dans cette thèse consiste d'une part en l'élaboration d'une méthodologie de mesure *in situ* de la charge solide en suspension, et d'autre part en une analyse théorique, axée sur l'expérimentation et la modélisation, du transport de particules (transport et dépôt) en milieu poreux à forte perméabilité. Dans tous les cas, une comparaison traceur dissous/particules est réalisée.

Le transport de particules jusqu'à la source se fait sur un mode typiquement karstique. Les phénomènes de dépôt et de relargage apparaissent importants en regard du transfert direct. Le transit jusqu'au forage est caractérisé par un mode de transport différent, non karstique, que l'on attribue à l'influence de l'interface Craie/alluvions, celle-ci se comportant à l'échelle du terrain comme un milieu poreux piégeant une quantité importante de particules. Les expérimentations en laboratoire corroborent cette hypothèse.

TRANSPORT OF SUSPENDED PARTICLES IN THE KARSTIFIED CHALK AQUIFER AND AT THE KARST/ALLUVIUM INTERFACE

Abstract

In Haute-Normandie, where virtually 100% of drinking water is provided by the chalk aquifer, water catchments are often affected by turbidity, inferring a considerable sanitary risk for the populations, especially in storm periods. This phenomenon is related to the karstic nature of the chalk aquifer. Well-bore have been drilled in the alluvial plain of the Seine valley, and are less affected by turbidity. We study the modalities of the transport of particles from a sinkhole on the plateau to a karstic spring, and a well-bore in the alluvial plain (current drinking water supply). The study developed in this thesis consists on one hand of the elaboration of a methodology of measure *in situ* of the solid load in suspension, and on the other hand in a theoretical analysis, centred on experiments and modelling, of the transport and deposition of particles in a high-permeability porous medium. In each case, a comparison between conservative dissolved tracer and suspended particles is realized.

Particle transport to the spring makes on a typically karstic mode. The phenomena of deposition and particle release seem important compared to the direct transfer. Particle transport to the well is characterized by a different, not karstic transport, that one attributes to the influence of the Chalk karst/alluvium interface, this one behaving at the field scale as a porous medium trapping an important quantity of particles. Laboratory experiments confirm this hypothesis.

Discipline : Hydrogéologie.

Mots-clés : Karst, Craie, turbidité, particules en suspension, traceur, milieu poreux, transport, dépôt.

UMR 6143 CNRS « Morphodynamique Continentale et Côtière », Université de Rouen - Département de Géologie
76821 Mont-Saint-Aignan Cedex.

